



TITLE:

人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と世界の陸域水循環解析に関する研究( Dissertation\_全文 )

AUTHOR(S):

小槻, 峻司

---

CITATION:

小槻, 峻司. 人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と世界の陸域水循環解析に関する研究. 京都大学, 2013, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2013-11-25

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k17958>

RIGHT:

人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と  
世界の陸域水循環解析に関する研究

Development of Integrated Water Resources Model  
Including Anthropogenic Activities and Analysis of  
In-Land Water Cycle over the World

平成 25 年 11 月

小槻 峻司

Shunji KOTSUKI



## 論文要旨

本論文は、人間活動を考慮した統合水資源モデルを開発し、モデルを用いた世界の陸域水循環解析についてまとめたものである。淡水供給システムとしての陸域水循環システムは、増加する水需要を満たす水資源管理を行う上で重要なプロセスであり、その正確な理解が求められている。経済発展や人口増加に伴い、農業生産活動を含めた人間活動は、水循環プロセスに大きな影響を与えるようになってきた。そのため、陸域水循環システムを理解する上で、これらの人間活動の影響を考慮することは必要不可欠である。近年は、気象、土地利用、地下水量等のデータが全球で整備されつつあり、自然現象や人間活動の影響を全球で理解しようと動きが強まっている。

以上の背景を受け、本研究では人間活動を考慮した統合水資源モデル開発に取り組んだ。モデルの入力となる地表面データセットを整備し、世界や日本の河川でモデルの検証、及び、人間活動が水循環に与える影響を推計した。また、2011年に大洪水を引き起こしたタイ・Chao Phraya 川では、収集した現地の水文データを基に長期間の流量・雨量観測解析や数値計算を行い、同流域で大出水が引き起こされる要因を議論した。さらに、開発したモデルの応用例として、全球大気モデルが予測する将来の気候データを条件に、気候変動が世界や日本の水資源に与える影響を推計した。以下に、各章の要旨を述べる。

第2章では、本研究で開発した統合水資源モデルについて解説している。統合水資源モデルは、自然水循環を表現する陸面過程モデルと河川流下モデル、人間活動を表現する貯水池操作モデルと灌漑モデル、農業活動を表現する水稻生育モデルの5つのサブモデルから構成される。既往の統合モデルと比較して、本研究で開発したモデルの優れている点は、灌漑の取排水と貯水池操作による人間活動を考慮している点である。一方で、動的植生モデルや大気モデル、データ同化システムとの結合については、将来的に発展させる予定である。

第3章では、開発したモデルによる数値計算を実行する為の、入力となる地表面データセットについて考察している。入力データは、気象強制力と植生・土壌パラメータに大別される。全球で河川流量解析を行う上では、全球河道網データが必要である。全球河道網データは、高解像度流下方向データからアップスケール手法により作成し、世界の統計集水面積情報に良く整合することを確認した。灌漑要求水量を解析する上で重要である農事暦情報の作成には、衛星観測植生指標データを用いる。既往の作物生育モデルによる農事暦と比較し、本研究で衛星観測植生指標から作成した農事暦は、実際の農事暦を大きくは逸脱しないという利点を有する。作成した農事暦は、冬季に雪で覆われる地域を除いて、統計データの播種期・収穫期に整合する結果が得られた。

第4章では、全球及び日本域に於いて、開発した統合水資源モデルの出力値を検証している。加えて、貯水池操作、灌漑の取排水を取り扱うサブモデルの、有り、無し、で感度



実験を行い、人間活動が水循環に与える影響についても推計している。世界の流量観測点で、解析した年流出量を検証し、乾燥域以外の地域では概ね妥当であることを確認した。一方で乾燥域では、モデルにより解析された流量が観測値を大きく上回る。乾燥域で解析値が過大となる問題は、既往の全球モデルも同様に抱えており、今後、乾燥域の流出プロセスモデリングの改善、若しくは、降水量精度向上により解決を図る必要がある。世界の河川流況は、灌漑活動と比較して、貯水池操作の組み込みにより、流量の季節再現性が改善される流域が多いことが分かった。灌漑モデルの検証では、計算した農業水需要量が、国の統計農業取水データに良く整合する結果を得た。灌漑による地表面からの水蒸気供給量(LHF)推定の感度実験は、中国・北米の灌漑農地で、陸面過程解析 LHF は灌漑の考慮により、大気水収支法から求めた LHF への一致度が高くなることが明らかとなった。日本域では、国内 19 の一級河川に於いて解析された河川流量を検証し、冬季の降雪量補正を行うことと、中・小規模ダム操作規則を組み込むことで、多くの河川で季節流量再現性が向上することが分かった。日本域の渇水頻度は、季節性を考慮した水ストレス指標 CWD により、良く表現される。水稻生育モデルの出力する収量は、日本域で各都道府県の統計値によく整合することを確認した。

第 5 章では、2011 年に大洪水を引き起こしたタイ・Chao Phraya 川流域の流出特性について議論している。東南アジアに位置する同流域は、年間のポテンシャル蒸発散量を降水量が上回る為、年蒸発散量は概ね一定である。そのため、各年度の降水量の差の多くは、流出量の差として反映される。過去の流量・雨量データを解析し、大洪水のあった 2011 年の降水は、平均を約 40%超す降水量によって、C.2 地点に $+125\%$  ( $+290$  億  $m^3$ ) 自然流量をもたらしたことを明らかにした。1980, 1995, 2006 年は、平均を約 10%上回る降水量により、 $50-75\%$ 上回る自然流量が観測されている。Chao Phraya 川流域の流出率は 20%程度であり、その特性上、Chao Phraya 川流域は少しの降水量の増加で流出量が非常に大きくなる危険性を孕んでいる。さらに、 $50-75\%$ 上回る降水量が多く大出水となる自然洪水年と、降水量が多いにも関わらず大出水とはならない非自然洪水年の降水量と流出量を分析し、雨季中盤の 6, 7, 8 月雨量が多いことが、大出水への必要条件であることを突き止めた。6, 7, 8 月降水により、最も降水量の多い 9 月までに地表面貯水量が飽和に近い状態になると、9 月の降水が土壌に浸透されず、基底流出量と共に表面流出量が大きく増加し、大出水が引き起こされる。

第 6 章では、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデルから出力される、現在及び将来気候下の気象強制力データを用いて、気候変動が世界や日本の水資源に与える影響を推計している。世界では、温暖化に伴う水循環システムの加速によって、各大陸のモンスーン域で降水量が増加し、水資源量が増加すると予測される。一方で、地中海やアフリカ中部では、水資源量の減少が予測される。供給量である水資源量は、将来にかけて増加する地域と減少する地域があるものの、需要量である灌漑要求水量は世界全体で増加すると予測される。特に、中国北部、インド北部、中央アジアで顕著な灌漑要求水量増加が見込

まれる。河川の流況変化を分析すると、多くの流域で流況が拡大すると予測され、将来では水需要量の増加と相まって水資源管理がより難しくなると考えられる。日本域の河川では、東北・北陸・山陰地方等、多降雪地域で、冬季の降雪が降雨に変化することにより、河川流況が大きく変化すると考えられる。将来にかけての水資源量・水ストレスの変化を推計し、水資源量は増加するにも関わらず水ストレスが増加する流域も多く、水資源量の増加が単純に水ストレス緩和に帰結する訳ではないことが明らかとなった。特に東北地方の日本海側では、将来にかけて降水量が増加する一方で、水ストレスが強化される流域が多い。温暖化による融雪時期の早期化により、多量の水量を要する代かき用水の取水が困難になると考えられる。温暖化が日本の米収穫量に与える影響についても分析し、北日本・東日本・中日本では、温暖化が進むにつれて収量が増加すると予測された。その一方で、西日本では高温障害頻度の増加と吸収日射量の減少により、収量が減少すると予測される。温暖化への適応策として、移植日を変えた実験を行った結果、北日本・西日本では移植遅延化により収量増加が予測される。東北から中部地方にかけての日本海側では、一般に検討されている移植遅延化が、収量増加と水ストレス強化という、ポジティブ・ネガティブ双方の影響があることが分かった。

最後に、第7章では本論文を総括すると共に、今後の展望を示している。

## 初出一覧

### 第 2 章

1. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治 (2013): 気候変動が日本の水資源に与える影響推計 (I) - 日本全域水資源モデルの開発-. 水文・水資源学会誌, Vol:26, pp.133-142.
2. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治 (2012): 衛星データから作成した農事暦を活用した全球陸域水循環解析. 水文・水資源学会誌, Vol:25, pp.373-388.
3. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2012): 群知能最適化手法を用いた分布型流出モデルのパラメータ同定. 土木学会論文集 B1, Vol:68, pp.523-528.

### 第 3 章

1. Kotsuki S. and Tanaka K.: Uncertainties of precipitation products and their impacts on runoff estimates through hydrological land surface simulation in Southeast Asian region. *Hydrological Research Letters*. (in press)
2. 小槻峻司・峠嘉哉・萬和明・相馬一義・甲山治・田中賢治 (2013): SiBUC Manual 利用編 ver1.0 —Part1: モデル入力データの作成と陸面過程解析の方法—. 京都大学防災研究所年報, Vol:56B, pp.567-584, 2013.
3. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2011): 衛星データによる農事暦を活用した灌漑必要水量の推定. 京都大学防災研究所年報, Vol:54B, pp.645-653, 2011.
4. 小槻峻司・田中賢治: 衛星観測植生指標を活用した全球農事暦プロダクトの高精度化. 水工学論文集. (submitted)

### 第 4 章

1. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治 (2013): 多様な作物分布を考慮した全球農業水需要量推定. 環境科学会誌, Vol:26-2, pp.158-166.
2. 小槻峻司・田中賢治 (2013): 陸面過程モデルと大気水収支法による灌漑農地からの水蒸気供給量推定. 土木学会論文集 B1, Vol:69, pp.1801-1806.
3. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2011): 灌漑を考慮した陸域水循環モデルの構築. 水工学論文集, Vol:55, pp.553-558.

## 第 5 章

1. Kotsuki S. and Tanaka K. (2013): Impacts of mid-rainy season rainfall on runoff into the Chao Phraya River, Thailand. *Journal of Disaster Research*, Vol:8(3), pp.397-405.
2. Kotsuki S. and Tanaka K. (2013): Long-term water balance analysis using different precipitation products in upper Chao Phraya River, Thailand. *Proceedings of the sixth conference of APHW*, pp.6.

## 第 6 章

1. Kotsuki S. and Tanaka K. (2013): Estimation of Climate Change Impact on Japanese Rice Yield and Water Resources. *Proceedings of 2013 IAHR World Congress*, pp.8. (in press).
2. 小槻峻司・田中賢治・小尻利治 (2013): 気候変動が日本の水資源に与える影響推計 (Ⅱ) - 水需給・米生産変化とその適応策-. 水文・水資源学会誌, Vol:26, pp.143-152.
3. Kotsuki S., Tanaka K. and Watanabe S.: Projected hydrological changes and their consistency under future climate in the Chao Phraya River Basin using multi-model and multi-scenario of CMIP5 dataset. *Hydrological Research Letters*. (submitted)

## 目次

<b>第 1 章 序章</b> .....	1
1.1 研究の背景と動機.....	1
1.2 研究の方法と目的.....	2
1.3 論文の構成.....	5
<b>第 2 章 人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発</b> .....	7
2.1 序論.....	7
2.1.1 研究の背景.....	7
2.1.2 本章の目的と既往のモデルとの比較.....	8
2.2 人間活動を考慮した統合水資源モデル.....	14
2.2.1 統合モデルの全体構造.....	14
2.2.2 陸面過程モデル.....	14
2.2.3 灌漑モデル.....	19
2.2.4 河道流下モデル.....	20
2.2.5 貯水池操作モデル.....	25
2.2.6 水稻生育モデル.....	28
2.2.7 モデルの結合.....	31
2.2.8 粒子群最適化手法を用いたモデルパラメータの自動推定.....	31
2.3 結論.....	36
<b>第 3 章 地表面データセットの作成</b> .....	37
3.1 序論.....	37
3.1.1 研究の背景.....	37
3.1.2 既往の研究と本章の目的.....	38
3.2 気象強制力.....	39
3.2.1 全球の気象強制力データ.....	39

3.2.2 日本域の気象強制力データ.....	42
3.3 陸面パラメータ.....	42
3.3.1 地表面物理・植生パラメータ.....	42
3.3.2 アップスケーリング手法による河道網データの作成.....	43
3.3.3 衛星観測植生指標を利用した全球農事暦プロダクトの開発.....	45
3.4 結論.....	54
<b>第4章 モデルの検証及び人間活動が水循環に与える影響推計.....</b>	<b>55</b>
4.1 序論.....	56
4.1.1 研究の背景.....	56
4.1.2 既往の研究と本章の目的.....	56
4.2 全球陸域水循環解析.....	58
4.2.1 全球河川流量解析.....	58
4.2.2 全球灌漑要求水量解析.....	63
4.2.3 灌漑が地表面からの水蒸気供給に与える影響.....	70
4.3 日本域の河川流量・米生産・水ストレス解析.....	77
4.3.1 日本域の河川流量解析.....	78
4.3.2 水稻の生育・収量解析.....	80
4.3.3 水ストレス解析.....	81
4.4 結論.....	84
4.4.1 全球陸域水循環解析から得られた知見.....	84
4.4.2 日本域の河川流量・米生産・水ストレス解析から得られた知見.....	86
<b>第5章 長期水収支解析によるタイ・Chao Phraya 川の流出特性分析に関する研究.....</b>	<b>87</b>
5.1 序論.....	88
5.1.1 研究の背景.....	88
5.1.2 既往の研究と本章の目的.....	90
5.2 タイ・Chao Phraya 川の陸域水循環解析.....	91
5.2.1 現地の水文データ収集と計算条件.....	91

## 目次

5.2.2 Chao Phraya 川上流域の長期水収支解析 .....	91
5.2.3 雨季中盤の雨が Chao Phraya 川上流域の流出に与える影響 .....	95
5.2.4 高解像度作物分布情報を利用した農事暦の高精度化 .....	102
5.3 結論 .....	105
<b>第 6 章 気候変動が水資源に与える影響の推定 .....</b>	<b>107</b>
6.1 序論 .....	108
6.1.1 研究の背景 .....	108
6.1.2 既往の研究と本章の目的 .....	108
6.2 気候変動が世界の水資源に与える影響 .....	109
6.2.1 将来気候データと計算設定 .....	109
6.2.2 世界の水資源量の変化 .....	110
6.2.3 世界の灌漑要求水量の変化 .....	112
6.2.4 世界の河川流量の変化 .....	113
6.3 気候変動が日本の水資源に与える影響 .....	116
6.3.1 将来気候データと計算設定 .....	116
6.3.2 日本域の河川流量の変化 .....	117
6.3.3 日本域の水ストレスの変化 .....	118
6.3.4 日本域の米生産の変化 .....	120
6.3.5 気候変動への適応策の検討 .....	122
6.4 結論 .....	124
6.4.1 気候変動が世界の水資源に与える影響推定から得られた知見 .....	124
6.4.2 気候変動が日本の水資源に与える影響推定から得られた知見 .....	125
<b>第 7 章 終章 .....</b>	<b>127</b>
7.1 まとめ .....	127
7.2 今後の展望 .....	127
7.3 結語 .....	129

参考文献 .....	131
------------	-----

謝辭



## 図目次

### List of Figures

図 1.1 世界の栄養不足人口分布 .....	1
図 1.2 本論文の構成 .....	6
図 2.1 人間活動を考慮した統合水資源モデルと各モデル間で交換される変数や出力 .....	9
図 2.2 陸面過程の概念図 .....	14
図 2.3 陸面過程モデル SiBUC の概念図 .....	14
図 2.4 水田での水位操作概念図 .....	20
図 2.5 陸面過程モデルと河川流下モデルにより表現される陸域水循環の概念図 .....	24
図 2.6 各月の雨季・乾季の決定方法 .....	26
図 2.7 粒子群最適化手法 PSO の収束計算手順 .....	34
図 2.8 目的関数変更実験による流量解析結果の違い .....	36
図 3.1 各降水プロダクトの年平均降水量の全球分布 .....	41
図 3.2 各降水プロダクトの年平均降水量の差 .....	41
図 3.3 MIRCA2000 から作成した、全球灌漑面積率、及び、全球作物分布情報 .....	43
図 3.4 河道網データ作成の概念図 .....	44
図 3.5 作成された各地域の集水面積と標高情報 .....	45
図 3.6 日本域に於ける 2004 年の NDVI .....	46
図 3.7 各作物の生育ステージ決定概念図 .....	47
図 3.8 灌漑農地の生育段階の全球分布 .....	48
図 3.9 農事暦と統計データ(WAOB1994)との比較 .....	49
図 3.10 2000 年, 2002 年の年最大 NDVI の平年からの偏差 .....	50
図 3.11 NDVI 年最大値の平年からの偏差と穀物単収の推移 .....	51
図 4.1 観測集水域の蒸発率(Erate)と年流出量バイアス(BIAS)の関係 .....	59

図 4.2 全球河川流量の季節変化 .....	61
図 4.3 人間活動を考慮する事による, 全球河川の平均相対誤差(MRE)の変化 .....	62
図 4.4 人間活動を考慮する事による, 全球河川の相対平均二乗誤差(CVRMSE)の変化 .....	63
図 4.5 2000 年の各国の農業取水量統計値(AQUASTAT)と解析値の比較 .....	64
図 4.6 灌漑要求水量の全球分布 .....	64
図 4.7 灌漑要求量の季節変化 .....	65
図 4.8 各地域の作物別灌漑要求水量 .....	66
図 4.9 本研究で解析された, ブルーウォーターと, グリーンウォーターの全球分布 .....	66
図 4.10 農地蒸発散量の取水量依存比率 .....	67
図 4.11 全球河川の流出率に対する灌漑要求水量の割合 .....	68
図 4.12 全球灌漑農地における各作物の年降水量－Brate 関係 .....	70
図 4.13 陸面過程水収支と大気水収支の概念図 .....	72
図 4.14 中国北部における, 灌漑面積率, 天水農地面積, 及び, 灌漑による蒸発散量の増加量 .....	75
図 4.15 中国北部の水蒸気供給量比較 .....	75
図 4.16 中国北部の降水量比較 .....	75
図 4.17 北米における, 灌漑面積率, 天水農地面積, 及び, 灌漑による蒸発散量の増加量 .....	76
図 4.18 北米の水蒸気供給量比較 .....	76
図 4.19 北米の降水量比較 .....	76
図 4.20 日本域で作成した 1km 解像度河道網 .....	77
図 4.21 国内 19 の一級河川の月流量季節変化 .....	79
図 4.22 中・小規模ダムモデル・水需要の考慮による平均相対誤差の変化 .....	80
図 4.23 1991 年から 2004 年の, 平均ポテンシャル収量と, 各地方の統計値との比較 .....	81
図 4.24 都道府県の統計取水量と, 浸透・代かき用水を加えた解析農業需要量の比較 .....	82
図 4.25 CWD 指標による, 季節性を考慮した水ストレス計算の概念図 .....	83
図 4.26 WRR, CDW 指標による日本全国の水ストレスと, 統計情報との比較 .....	84
図 5.1 流域の外観と, 年平均降水量分布, 及び, 取得した降水データの観測点 .....	89
図 5.2 Nakhon Sawan (C.2)地点の長期的な年流出量と月流出量 .....	89
図 5.3 Chao Phraya 川流域 2 基の大規模ダムの貯水位ルールカーブ .....	90

## 図目次

図 5.4 東アジア域における各降水量プロダクトの降水量, 解析蒸発散量, 解析流出量の比較.....	92
図 5.5 GPCC により解析された, 東アジア域の年流出率(年流出量/年降水量).....	93
図 5.6 C.2 地点の観測自然流量と, 観測降水量及び APHRODITE を使用した解析値の比較.....	94
図 5.7 24 年間(1981-2004 年)の解析値と観測値の年間流出量比較.....	95
図 5.8 32 年間(1980-2011 年)の Nakhon Sawan 流域年降水量を多い順に並べたもの.....	96
図 5.9 Nakhon Sawan 流域での, 27 年, NF 年, 及び, NoNF 年平均の観測・解析水文量比較.....	98
図 5.10 27 年間の Nakhon Sawan 流域地表面貯水量年最大値を, 多い順に並べたもの.....	99
図 5.11 Nakhon Sawan 流域での 8, 9, 10 月積算流出量及び地表面貯水量年最大値と, 6, 7, 8 月積算降水量, 8, 9, 10 月積算降水量, 6, 7, 8, 9, 10 月積算降水量の比較.....	101
図 5.12 C.2 地点の流量解析結果と観測値との比較.....	102
図 5.13 Agro-SEAD の活用により高精度化された水田面積情報.....	103
図 5.14 農事暦の改善前後の河川流量解析結果.....	104
図 5.15 農事暦改善前後の月灌漑必要水量分布.....	104
図 6.1 将来気候下にかけての降水量, 蒸発散量, 及び, 水資源量の変化.....	111
図 6.2 現在気候下の年水資源量の標準偏差と将来にかけての変化.....	112
図 6.3 将来にかけての灌漑要求水量の変化.....	113
図 6.4 将来にかけての河川流量流況の変化.....	114
図 6.5 将来にかけての各流域河口の流況変化.....	115
図 6.6 日本の 19 の一級河川に於ける月流量気候値.....	117
図 6.7 気候変動に伴う日本の河川流況の変化.....	118
図 6.8 気候変動による水資源量, 水ストレスの変化.....	119
図 6.9 現在, 近未来, 世紀末の気候下における米収穫量の推移.....	121
図 6.10 気象強制力のみを条件に計算した米収量分布.....	121
図 6.11 世紀末将来気候下における, 移植日を変化させた場合の米収穫量.....	123
図 6.12 世紀末将来気候下における, 移植日を変化させた場合の水ストレス変化.....	124
図 7.1 衛星により観測されている地球上の様々な水文情報.....	128
図 7.2 今後の開発目標である, 陸域水循環データ同化システム.....	129

# 表目次

## List of Tables

表 2.1 競合する世界の統合モデルとその境界条件に用いられている陸面過程モデル .....	13
表 2.2 本研究の陸面過程で扱う地表面分類 .....	15
表 2.3 陸面過程解析で使用される変数・定数 .....	17
表 2.4 緑地サブモデルにおけるフラックス・濃度勾配・抵抗 .....	18
表 2.5 フラックス輸送に用いられる変数・定数 .....	19
表 2.6 作物別の土壌水分量若しくは水位の維持基準 .....	20
表 2.7 本研究で採用する 3 つの陸面過程-河道流下モデル結合の特徴 .....	25
表 2.8 DVI と生育ステージ(crop-stage)の関係と水稻の生育状態 .....	31
表 2.9 本研究で河川流量を解析する際の陸面過程-河道流下結合方法 .....	31
表 2.10 PSO パラメータ .....	34
表 2.11 HydroBEAM で同定したパラメータ .....	35
表 3.1 農事暦の作成手法の比較 .....	39
表 3.2 本研究で利用する降水量プロダクト .....	40
表 3.3 本研究で利用する降水量以外の気象強制力データ .....	41
表 3.4 本研究で利用する地表面物理・植生パラメータ .....	43
表 3.5 本研究と Hanasaki et al. (2008b) で作成された農事暦の WAOB94 への適合率 .....	50
表 3.6 本研究で推定した 6 作物の耕作期決定パラメータと Yorozu et al. (2005) の提案値 .....	52
表 3.7 本研究で作成した農事暦と既往研究で作成された農事暦の WAOB1994 への適合率 .....	53
表 4.1 全球流出量推定の比較 .....	60
表 4.2 灌漑地の各土壌の比率及び土壌物理特性 .....	69
表 4.3 各作物の降水量と Brate 関係の線形回帰式と $R^2$ 値 .....	70
表 4.4 水蒸気供給量の解析手法と計算に用いられたデータ .....	73

## 表目次

表 4.5 中国北部の灌漑・天水農地地域の範囲と, 両地域の灌漑農地面積率.....	74
表 4.6 北米の灌漑・天水農地地域の範囲と, 両地域の灌漑農地面積率.....	76
表 4.7 日本域検証河川の観測地点と水収支誤差及びナッシュの効率係数.....	79
表 4.8 本研究の水稲生育モデルと Iizumi et al. (2009)の成績比較.....	81
表 4.9 水ストレス指標と水逼迫度合の関係 .....	83
表 5.1 Chao Phraya 川の上流域, 5 流量観測点集水域に於ける水収支の特徴.....	94
表 5.2 Nakhon Sawan 流域での自然洪水年, 非自然洪水年, 平年に於ける観測自然流量, 観測降水量, 解析地表面貯水量, 解析流出量の比較.....	100

## 略語一覽

## Abbreviations

ACO	Ant Colony Optimization
Agro-SEAD	Agro-SouthEast Asian Database
APHRODITE	Asian Precipitation -Highly Resolved Observation Data Integration Towards Evaluation of the water resources
CFL	Couran-Friedrichs-Lewy
CVRMSE	Coefficient of Variation of the Root Mean Square Error
CWD	Cumulative Withdrawal to Demand ratio
DEM	Digital Elevation Map
DVI	DeVelopmental Index
DVR	DeVelopmental Rate
ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EGAT	Electricity Generating Authority of Thailand
ERA	ECMWF Re-Analysis
ES	Evolution Strategy
EVI	Enhanced Vegetation Index
FAM	Flow Accumulation
FAO	Food and Agriculture Organization of the United Nations
GA	Genetic Algorithm
GCM	Global Climate Model
GDBD	Global Drainage Basin Data
GLWD	Global Lakes and Wetlands Database
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GRDC	Global Runoff Data Center
GSMaP	Global Satellite Mapping of Precipitation
HydroBEAM	Hydrological River Basin Environment Assessment Model
IMPAC-T	Integrated study on hydro-Meteorological Prediction and Adaptation to Climate change in Thailand
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
JICA	Japan International Cooperation Agency
JRA	Japanese Re-Analysis

## 略語一覽

LAI	Leaf Area Index
LHF	Latent Heat Flux
LSM	Land Surface Model
LSP	Land Surface Process
MRE	Mean Relative Error
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
PSO	Particle Swarm Optimization
RCM	Regional Climate Model
RID	Royal Irrigation Department of Thailand
Roff	Run off
ROM	Reservoir Operation Model
SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index
SiB	Simple Biosphere model
SiBUC	Simple Biosphere model including Urban Canopy
SIMRIW	Simulation Model for Rice-Weather relations
TMD	Thai Meteorological Department
TWS	Total Water Storage
UNESCO	United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
USDA	United States Department of Agriculture
USDA-FAS	USDA Foreign Agriculture Service
USDA-NASS	USDA National Agricultural Statistics Service
USGS	United States Geological Survey
VI	Vegetation Index
WRR	Water withdrawal to Runoff Ratio

# 第1章 序章

## Introduction

### 1.1 研究の背景と動機

Many of the wars of the 20th century were about oil, but wars of the 21st century will be over water unless we change the way we manage water.

—World Bank Vice President Ismail Serageldin, 1995

21世紀は水をめぐる争いの世紀になるだろう[Serageldin, 2009]. 1995年に当時世界銀行副総裁であったイスマル・セラゲルディン氏によってなされた発言は不幸にも的中し,”21世紀は水の世紀である”という言葉は、水問題への理解と解決なくして世界の平和は訪れないという概念として定着している。水問題は、地球温暖化、食糧・エネルギー、生物多様性問題等と密接に関連しており、広域かつ複雑に絡み合っている。

2050年の世界人口が90億人を超えると予測される現在、世界の人口増加問題は深刻であり、食糧不足が懸念されるのは必然である[United Nations, 2012]. 国連食料農業機関(Food and Agriculture Organization of the United Nations: FAO)の統計によれば、アフリカを中心として、世界には今尚多くの人類が飢餓の状況にある(図1.1)。各地域で最適な耕作を行った場合に、地球上でどれだけの収量が得られるかといった疑問に対する答えが、科学に求められている。著者の研究に対するモチベーションは、この食糧問題に立脚している。

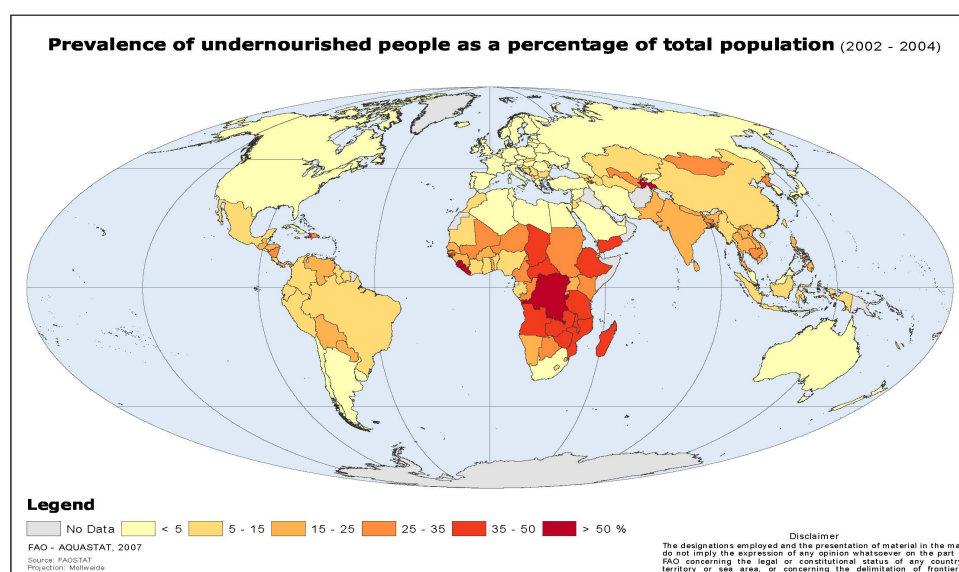


図1.1 世界の栄養不足人口分布。国連食糧農業機関の統計データに基づく。



全球収量ポテンシャルを推定した既往研究には、大きく 2 点の問題があった。1 点目は、鉛直方向のみの炭酸同化を扱い、平面的な水循環プロセスを扱っておらず、灌漑水供給可否の判断ができない点である。灌漑農地は多量の水を消費するデメリットを有するものの、作物の水分ストレスを緩和するために食糧生産性に優れる。世界では、約 2 割の灌漑農地から、約 4 割の食糧が生産されている。2 点目は作物成長を自己記述的に扱っておらず、確実視される気候条件の変化を十分に反映できない点である。問題の解決には、数値計算・データ同化を駆使し、全球陸域の水・炭素循環の把握やシナリオ分析を可能とする科学的枠組みを確立する必要がある。その枠組みを通じて、適切な水資源管理による、現在及び将来気候下の全球収量ポテンシャルを推計することは、科学の大きな課題である。本研究では、そういった枠組みの確立に向けて、全球陸域の水循環を記述する数値モデル開発に取り組んだ。

## 1.2 研究の方法と目的

### (1) 研究の方針

淡水供給システムとしての陸域水循環システムは、非常に重要なプロセスであり[Okai et al., 2006], 増加する水需要を満たす水資源管理を行う上で、陸域水循環プロセスへの理解と把握が求められる[e.g. Savenije et al., 2008]. 世界の水循環を理解するための基本的な手法は、各国や国際機関が発行する統計データを編集して行うものである。この手法は信頼度が高いが、統計データという制約から年単位・国単位が解像度の限界となる。本研究では、陸域を格子状に分割して、数値計算により陸域の水循環を記述する。統計データを使用した研究と比較して、数値計算による手法の利点は、以下 3 点に代表される。

- 空間解像度・時間解像度が向上する。数値計算は、陸域を分割する格子の解像度を高めることで、統計データが基本とする国別と比較して、情報を得られる空間解像度が格段に飛躍する。同時に、計算を実行するタイムステップ毎に情報を得られるので、年別のデータが得られる統計データと比較して、時間解像度も向上する。全球スケールの陸域水循環解析では、空間解像度は 10–100km, 時間解像度は 1 時間–1 日程度で計算することが一般的である。こういった空間解像度・時間解像度を向上させることは、将来的に水資源アセスメントを行う上で重要となる。
- 大気側からの気象強制力を条件として陸域水循環が算出される。特に近年は、地球温暖化の進行により降水量の変動幅の拡大及び降水パターンの変化等が引き起こされると考えられ、水資源・流域環境への影響が懸念されている。Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) が 2007 年に発表した第 4 次評価報告書では、気候システムの温暖化は疑う余地がないとされた[IPCC, 2007]. 気温の上昇に伴い、降水量の変化や積雪環境の変化、異常気象が引き起こされ、いくつかの水循環システムは、河川水量・湖沼水量の変化や水資源の減少、劣化、干ばつ、渇水等の影響が起これると懸念されてい

る。気候変動の影響を考慮するためには、水循環や農業水需要などの対象を物理的手法に基づいて解析する手法が求められる。

- 陸面の状態や人間活動の有無などの感度実験が可能となる。例えば、森林伐採や砂漠化による地表面状態の変化を、数値計算に反映させる感度実験を行うことで、それらが陸域の水循環に与える影響を推計することが出来る。

## (2) 自然現象の記述に関する歴史

自然現象を何らかの方法で記述し、その振る舞いの再現・予測をしたいという願望は、古来より存在する人類の欲求である。本研究で行う数値計算が可能となるまでに、人類は二つの大きな革命を経た。ニュートン力学の成立と、コンピュータ科学の発達である。

17世紀に確立されたニュートン力学は、それまでに支配的であった天動説に終止符を打った。運動方程式による自然現象の記述は、常微分方程式を連立させて、或る現象の解（座標と時間）を得ることである。この方法は、天動説では予測できなかった惑星の動きを精確に予測し、18世紀には機械論的自然観と呼ばれる思想にまで発展した。宇宙の物質の運動や相互作用は、過去の原子の位置と速度によって予め決まっており、現在の宇宙の姿も、将来の姿も、過去に決定論的に決まっていたという思想である。ある知性が与えられた瞬間の宇宙のあらゆる物体の位置・速度とその間に働く力を知ることが出来れば、全ての連立方程式を解いて、その知性は過去も未来も全てを知ることが出来る。この知性はラプラスの悪魔と呼ばれ、理性と科学に全幅の信頼に基づく概念の象徴である。しかし、19世紀になって、三体問題と呼ばれる問題で、3個以上の多数の粒子や質点の軌道を記述する一般解が存在しないことがポアンカレにより示された。ポアンカレにより、運動方程式を連立させることにより未来を記述することは不可能であることが証明された。ここで、20世紀に入って計算機が登場する。

世界初の電子計算機 ENIAC は、1946年に米国陸軍をスポンサーとして、砲弾の弾道計算の為に建造された。その後、計算機の計算能力は著しい発展を遂げてきたことは周知の通りである。計算機の発達により、人類は新たに、偏微分方程式の逐次計算により自然現象を記述する術を得た。

$$f(t+1) = f(t) + \frac{\partial f}{\partial t} \cdot \Delta t \quad (1.1)$$

この方程式の意味を簡潔に述べると、“次の状態 $f(t+1)$ ”は、“現在の状態 $f(t)$ ”に、“現在の状態の変化率 $\partial f/\partial t$ と時間 $\Delta t$ の積”を加えることで得られる。 $\Delta t$ はタイムステップと呼ばれる、計算の時間解像度である。ここで、“現在の状態 $f(t)$ ”を知ることが分かれば、次のタイムステップの状態を知ることが出来る。“現在の状態 $f(t)$ ”は、基本的に“現在の状態 $f(t)$ ”によって決まるため、このプロセスの逐次計算により、自然現象を記述することが出来る。

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} = \frac{f(t+1) - 2f(t) + f(t-1)}{\Delta x^2} \quad (1.3)$$

ここでは、熱伝導方程式(1.2)を、中心差分(1.3)で展開する例を取り上げた。現在の変化率を記述する偏微分方程式を、差分展開により四則演算に出来れば、後は計算機による膨大な逐次計算によって状態を更新していくことが出来る。本研究で扱う数値モデルとは、数多くの偏微分方程式から構成され、その状態を更新させていくシステムである。

逐次計算により物質の運動を記述するという概念が生まれ、再びラプラスの悪魔の存在が許されることとなった。なお、人類がラプラスの悪魔になり得ないことは、観測の限界(ハイゼンベルクの不確定性定理、アインシュタインの一般相対性理論、熱力学第二法則)と、計算の限界(ローレンツのカオス理論)により証明されている。しかし、概念としてのラプラスの悪魔の存在が許されるか否か、人類は未だに解答を得ていない。

### (3) 研究の目的

本研究では、人間活動を考慮した統合水資源モデルを開発し、以下の科学的課題・疑問について議論する。

- 開発した統合水資源モデルによる全球水循環解析では、精度良く解析される流域や、未だ問題の多い流域はどこか？また、そういった傾向は既往の研究と同じ傾向を有しているか。河川流量の解析精度を向上させるためには、どういった人間活動を考慮することが効果的であるのか？
- 開発したモデルにより、農業水需要量は統計値に整合するように解析できるのか？モデルに利用する農事暦を衛星観測 NDVI より作成することは可能であるか？また、灌漑活動は大気側への水蒸気供給にどの程度寄与しているのか？
- モデル開発研究を、実際に災害が多発している地域にどう役立てることが出来るのか？具体的な事例として、2011 年に大洪水あったタイ・Chao Phraya 川を対象とした場合、大洪水が起こる前に、その予兆は数値計算で検出できるのか？
- 気候変動は世界や日本の水資源にどういう影響を与えるのか？特に、水利用の観点からは、乾季の低水量はどう変化するのか？また、温暖化により水需給のバランスや、食糧生産はどう変化するのか？

開発するモデルは、式(1.1)の形をした数多くの偏微分方程式から構成される。モデルにより計算を実行する為には、気象強制力と植生・土壌パラメータが必要となるが、それらの入力データとモデル内の変数により、現在の状態  $f(t)$  が分かる。この逐次計算では、計算を始める初期値  $f(0)$  が必要であるため、本研究では 3 年以上のスピナップ計算を設けることで、初期値を作成する。

## 1.3 論文の構成

本論文は、人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と世界の陸域水循環解析に関するものであり、7章から構成される(図1.2)。第1章では、本研究の背景及び目的を述べた。第2章以降の内容は以下の通りである。なお、実際に実験を行った順番は、各章の順通りではない。そのため、各章で利用した入力データや実験期間が異なっている場合がある点には留意されたい。

- 第2章では、本研究で開発した統合水資源モデルについて述べる。統合水資源モデルを構成するサブモデルの中で、特に陸域水循環に関わる重要な支配方程式を説明する。加えて、それぞれのサブモデルや結合モデルについて既往の研究と比較し、本研究で開発したモデルの長所・短所や、改良の余地について論じる。
- 第3章では、開発したモデルによる数値計算を実行する為の入力となる、地表面データセットについて説明する。入力データは、気象強制力と植生・土壌パラメータに大別される。本研究で使用する入力データの作成手法や、その元データの特徴を記述し、既往の研究と比較する。
- 第4章では、全球及び日本域に於いて、開発した統合水資源モデルの出力値を検証する。加えて、本研究で開発したモデルを、貯水池操作、灌漑の取排水を取り扱うサブモデルの、有り・無しでの感度実験を行い、人間活動が水循環に与える影響を推計する。
- 第5章では、2011年に大洪水を引き起こしたタイ・Chao Phraya川を対象として、同流域の流出特性について議論する。長期間の流量・雨量観測解析や陸面過程モデルを用いた数値計算を通じて、特に同流域で大出水が引き起こされる条件を明らかにする。
- 第6章では、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデルから出力される、現在及び将来気候下の気象強制力データを用いて、気候変動が世界や日本の水資源に与える影響を推計する。
- 第7章では本論文を総括すると共に、今後の展望を示す。

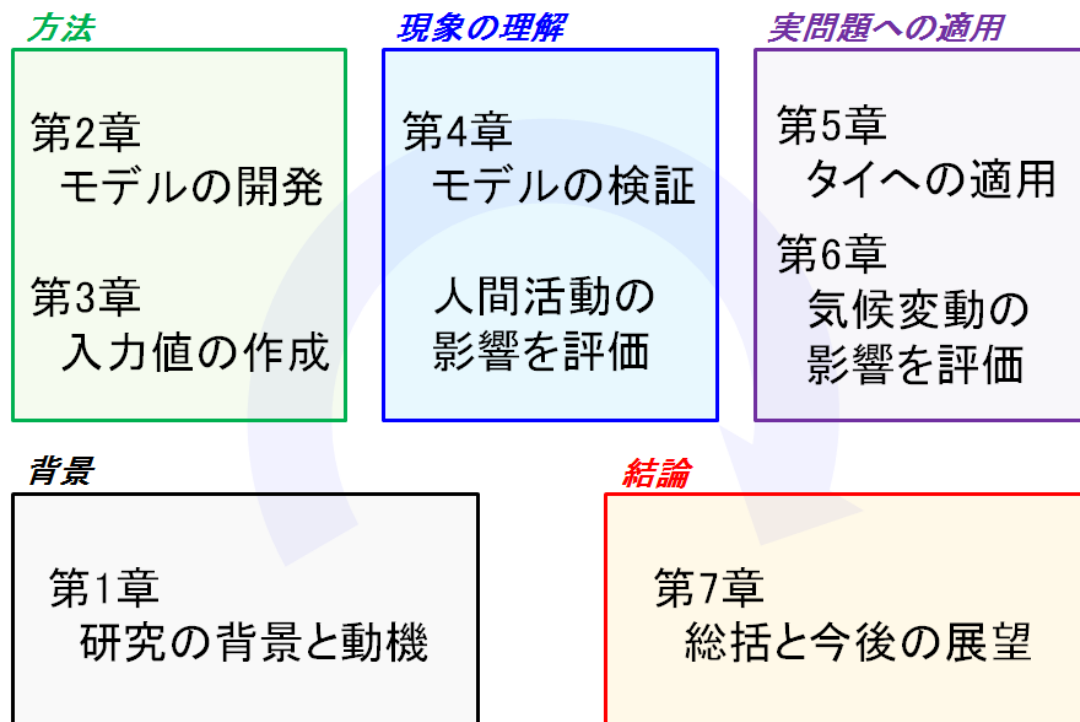


図1.2 本論文の構成。全7章から構成される。

## 第 2 章

## 人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発

### Development of Integrated Water Resources Model Including Anthropogenic Activities

#### Abstract

In recent years, rapid growths of the world population and economy have increased anthropogenic impacts on global water cycles. The author has developed an integrated water resources model including anthropogenic activities to understand terrestrial in-land water cycle and anthropogenic impacts on it. The integrated model comprises five sub-models: land surface, river routing, reservoir operation, irrigation, and rice growth models. The natural in-land water cycle is described with land surface model and river routing model. The land surface model calculates radiation, energy, and water budget on the surface using meteorological forcing data. The river routing model calculates river discharge according to a river network map using run off water simulated by the land surface model. The author has introduced reservoir operation and irrigation models as anthropogenic activities to the integrated model. The reservoir operation model, which is always coupled with river routing model, regulates river discharge in order to satisfy water demands in downstream, to prevent floods and inundations, and to generate electric powers. The irrigation model maintains water levels in paddy fields and soil moistures on croplands within the appropriate ranges for each crop defined by crop calendars. The crop calendars have been generated by phenological analysis of normalized difference vegetation index (NDVI). The rice growth model calculate rice leaf growth and yield using short wave radiation and temperature considering low-temperature and high-temperature stress on yields. The rice growth model requires parameter calibrations for each Japanese prefecture to address varietal characteristics. The author has applied particle swarm optimization to determine those parameters.

## 2.1 序論

### 2.1.1 研究の背景

近年、人口増加に伴って世界の食糧需要量は大きく増加している[Shiklomanov, 2000]. 灌漑農地は、多量な水を消費するデメリットを有する一方で食糧生産性に優れる. FAO の統計データによると、世界では総農地面積の約 2 割の灌漑農地から、食糧の約 4 割が生産さ

れている。現在 70 億人を超え、2050 年には 90 億人にも達すると予測される人口を養う上で、灌漑農地における農業水需要量を把握すること、また供給量としての水資源量を把握することが重要である。淡水供給システムとしての陸域水循環システムは、非常に重要なプロセスであり[Oki et al., 2006], 増加する水需要を満たす水資源管理を行う上で、陸域水循環プロセスへの理解と把握が求められる[e.g. Savenije et al., 2008]. 人類の経済発展や人口増加に伴い、農業生産活動を含めた人間活動は、水循環プロセスに大きな影響を与えるようになってきた。陸域水循環システムを理解するうえで、これらの人間活動の影響を考慮することは必要不可欠である。国際連合教育科学文化機関 (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization: UNESCO) が 1964 年に国際水文学 10 年計画(IHD: International Hydrological Decade)を立案した際、水文学 (Hydrology) は以下のように定義された。

Hydrology is the science which deals with the waters of the earth, their occurrence, circulations and distribution on the planet, their physical and chemical properties and their interactions with the physical and biological environment, including their responses to human activities. Hydrology is a field which covers the entire history of the cycle of water on the earth.

現在の、そして、将来の水資源管理に向けて、人間活動の影響を考慮した陸域水循環システムの理解と把握が重要である。特に近年は、気象データ、土地利用情報、地下水量等のデータやプロダクトが全球で整備、公開されつつあり、自然現象や人間活動の影響を全球で理解しようと動きが強まっている。本研究もそういった社会的・科学的な背景に立脚し、全球のいずれの地域にも適用可能なモデル開発に取り組んだ。

### 2.1.2 本章の目的と既往のモデルとの比較

本研究で提案する統合水資源モデルは、自然水循環を表現する陸面過程モデルと河川流下モデル、人間活動を表現する貯水池操作モデルと灌漑モデル、農業活動を表現する水稻生育モデルの 5 つのサブモデルから構成される (図 2.1)。本章ではそれぞれのサブモデルについて説明する。本項では、サブモデルに関連する既往の研究についてまとめ、本研究のサブモデルと比較する。

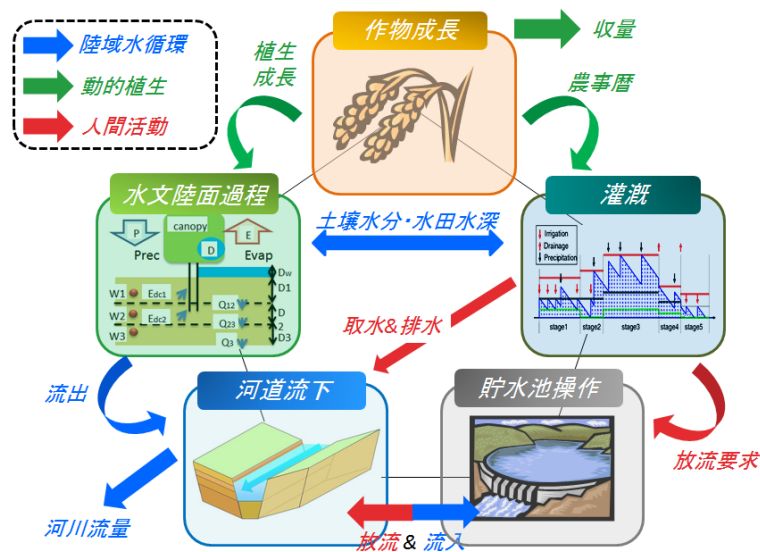


図2.1 人間活動を考慮した統合水資源モデルと各モデル間で交換される変数や出力。自然水循環過程に人間活動である灌漑・貯水池操作過程，農業過程である作物成長モデル（稲のみ）がサブモデルとして結合されている。

### (1) 陸面過程モデルの発展

モデル化とは、何か表現したい現象があり、それに対して重要だと考えられる部分を自然界から抽出するということである。地表面の水の挙動を表現するモデルとして、目的の違いから大きく2つのモデルが発展してきた。陸面過程モデル（Land surface models: LSMs）と流出モデルである。前者の陸面過程モデルは、地表面のエネルギー収支を精確に算定するために水収支を算定する、という立場であるのに対し、後者の流出モデルは水の量の推定・再現精度に重きが置かれる。

地表面の水・熱収支は、地球上の水・熱循環にとって重要な役割を持つ。例えば、水循環の視点から見た地表面の蒸発散は、地表に到達した降水が水蒸気となって大気へ戻る過程であり、表層土壌を乾燥させて土壌層の浸透能を回復させ、降雨流出の形態を変化させる。熱循環の視点から見た蒸発散は、地表面で得た気化熱を大気へ輸送する過程であり、地表面が太陽から得た熱エネルギーを再分配させる働きがある。その様な背景の元、陸面過程モデルは、陸域水循環モデルや大気水循環モデルの地表面境界を解くモデルとして発展してきた。気象強制力には、降水・気温・短波放射・長波放射・比湿・大気圧・風速が用いられる。モデルによっては、地表面アルベドや射出率をも入力とする。

陸面過程モデルは、その開発された世代別に、大きくバケツモデル、生物物理(Biophysical)モデル、生物化学(Biochemical)モデルの3つに分類される[e.g. Sellers et al., 1997]。バケツモデルは1960年代に開発され、土壌水分をバケツに蓄えられる水量で表す概念モデルである[e.g. Manabe, 1969]。しかし、バケツモデルでは、植物被覆面の特徴は無視される。1980



年代に開発された生物物理モデルでは光合成による気孔の開閉等の植物の活動を表現する単純なスキームが含まれており、代表的なモデルとしては Simple Biosphere Model (SiB; Sellers et al., 1986) や Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS; Dickson et al., 1993) が挙げられる。生物化学モデルの代表的なモデルとしては SiB を発展させた Simple Biosphere Model 2 (SiB2; Sellers et al., 1996) がある。生物化学モデルでは炭素循環過程も組み込まれ、二酸化炭素フラックスも計算可能になっている。また、人工衛星観測データを利用している点にも特徴がある。本研究では陸面過程モデルに、Tanaka(2004)により開発された、SiBUC (Simple Biosphere Model including Urban Canopy) を用いる。SiBUC の植生モデルは、炭素循環過程を解かない SiB2 となっており、高解像度人工衛星観測データもモデルの入力データとして利用する。

流出モデルは、河川計画に必要となる流量の算定を目的として開発されてきており、地表面の流出過程と河道の流下過程が結合されたモデルが多く開発されてきた。概念モデルとしては、簡便な単位図法や、貯留関数法、タンクモデル等があり、より物理的に即した解法としては河川水と斜面流出を kinematic wave 法で解くモデルがある。従来は流域全域のパラメータしか持たない集中型(lumped)モデルが主流であったが、計算機の発展に伴う計算能力の向上から、河川流域を複数のサブ流域に分割する分布型(distributed)モデルも多く開発されてきた。各サブ流域に必要となる物理パラメータは、衛星観測情報や地図情報から得られるデータにより決定される。

陸面過程モデルは、地表面のエネルギー収支を解くという従来の目的から、特に短期的な流出に関わる水文過程が他のプロセスと比較して充分適切にモデル化されているとはいえない状況である。近年は、MATSIRO [Takata et al., 2003] や CLM (Community Land Model; Lawrence et al., 2011) のように、流出モデル側から発展してきたプロセス (e.g. TOP Model; Beven et al., 1979) を陸面過程モデルの流出プロセスに組み込んだモデルも開発されている。本研究で開発したモデルは、地表面・基底流出は依然 SiB2 と同様の解法であるため、流出プロセス改良は将来的な課題となろう。

### (2) 灌漑モデルの発展

灌漑活動は、灌漑農地の農事暦情報に従い、植物の成長に負担がかからぬように、畑地の土壌水分や水田の水位を調節する。灌漑モデルはそういった人為的な土壌水分・水田操作を扱い、操作の結果として農業水需要量が算定される。そのため、灌漑モデルの入力ともいえる土壌水分や水田の水位は、何らかの水・熱収支計算により解析する必要がある。農業水需要量を算定するモデルとしては、CROPWAT [Allen et al., 1998] や SWIM [Krysnova et al., 2000] が良く用いられており、全球に適用された例としてはそれぞれ Doll et al. (2002b) や Hanasaki et al. (2008a) がある。CROPWAT は農事暦情報を予め準備する必要があるのに対し、SWIM は作物生育モデルにより、気象強制力から内生的に農事暦を解く。本研究では、陸面過程モデルに用いる SiBUC により畑地の土壌水分や水田の水位を解析し、灌漑モデル

に引き継ぐ。陸面過程モデルによる水収支・熱収支・放射収支を解析することで、CROPWAT や SWIM に比べて、より正確な土壌水分量や水位の解析が期待できる。加えて、3 章で説明するリモートセンシングデータを用いて農事暦を算定している点も特徴的である。光学センサーによる分光反射情報から計算される植生指標は、植物の光合成活動そのものを観測していることになり作物生育の状態を現実的に捉えることが可能である。

### (3) 河道流下モデルの発展

河道中の水移動は、開水路非定常の水理法則により導かれる 2 つの基本式、連続式と運動方程式を用いて計算される。河道流下モデルは、河川流量を追跡するという目的から、流出モデルの一部として結合されることも多い。ここでは河道流量の解析手法に絞って比較する。全球スケールを対象とした研究では、河道中の流速を一定と仮定して、Total Runoff Integrating Pathways (TRIP; Oki et al., 1998)を利用した研究が良く行われている。運動方程式による河道流量の解法としては、日本国内のように急勾配の河川では運動波方程式 (kinematic wave equation) が良く用いられているが、緩勾配となる世界の大陸河川では拡散波方程式 (diffusion wave equation) を用いた解析が望ましい。近年は拡散波方程式による流出の遅れに加えて、氾濫原による流出遅れの効果も河道流下モデルに取り組みられてきている [e.g. Yamazaki et al., 2011; Sayama et al., 2010]。本研究で開発したモデルでは、解析対象とする河川に応じて、運動波方程式による解析か、拡散波方程式+氾濫原モデルによる解析かを選択することが出来る。

### (4) 貯水池操作モデルの発展

地球上の河道に貯留されている水量は  $1200\text{km}^3$  と算定されているのに対し、現在世界の貯水池の総貯留量はその 7 倍の  $8400\text{km}^3$  である [Vorosmarty et al., 1997]。河川システムを考える上で、貯水池の存在は無視しえない。実際に貯水池からの放流量データを得られる場合には、河川流下過程の中でそのデータを活用することが可能であるが、そうでない場合は貯水池操作をモデル化し、河川流量解析に適用する必要がある。

貯水池操作が河川流量に与える影響を定量的に評価する為の 1 つの方法は、全球河川モデルを利用するものである。その様な背景から、貯水池操作モデルは、河道流下モデルと結合されていることが多い。個々の貯水池は、それら固有の操作規則を有するものの、全球や日本域と言った広域スケールの解析では、貯水池の振る舞いを一般化し、数式化する必要がある。本研究では、全球スケールの貯水池操作を記述したモデルとして、最も成功しているモデルの 1 つである Reservoir Operation Model (ROM; Hanasaki et al., 2006) を用いる。このモデルは、下流灌漑地への要求水量放流や、豊水年から渇水年への河川水の分配と言った基本的な貯水池の振る舞いを記述しており、全球水文モデルへも適用されている [e.g. Hunger et al., 2008; Hanasaki et al., 2008a]。

全球スケールの解析では、河道情報中のどの位置に貯水池が存在するか、といった情報も必要となる。代表的な全球の貯水池・人工湖のデータベースとしては、Global Lakes and Wetlands Database (GLWD; Lehner et al., 2004)や、Global Reservoir and Dam (GRanD; Lehner et al., 2011a)が挙げられる。本研究で行う全球解析では、GLWD により提供されている貯水池情報から、貯水容量  $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$  以上の大規模貯水池を河道上に配置して考慮する。将来的には、GLWD や GRanD から提供されている中・小規模の全球貯水池についても組み込んでいく必要がある。日本域の河川は、河道勾配が大きく海への到達が速いため、日本の中・小規模ダムには、ROM が不適である。そのため、日本域では新たに中・小規模を開発し、日本国内の貯水容量  $1.0 \times 10^6 \text{m}^3$  のダムに対して適用する。

貯水池操作とは別に、自然湖による貯留の効果を河川モデルに取り組んだ研究もある。例えば、Doll et al. (2003)は、人工湖からの流出をその(貯水量/最大貯水量)のべき乗関数として表現している。後の表 2.6 に詳しくまとめるが、本研究の河道流下の解法には2つのオプション(運動波方程式+貯水池操作モデル、又は、拡散波方程式+氾濫原モデル)がある。正確には、本論文の執筆中の段階で、前者から後者への移行中である。後者の解法を用いた場合、自然湖の貯留の効果は拡散波方程式によって考慮される。一方で、湖面の面積が複数のメッシュに渡る大規模貯水池では、拡散波方程式による遅延の効果で、貯水池の位置するメッシュへの流入量のみで貯水量を判断することが出来ない。本研究で用いている ROM は、流入量と貯水量の関数として放流量を決定している。将来的には、貯水量-貯水位のルックアップテーブルを作成するか、貯水位を関数とした放流量規則を作成する等して、近い将来に拡散波方程式+氾濫原モデル+貯水池操作モデルにより河川流量を解析する手法を確立する予定である。

### (5) 作物生育モデルの発展

作物生育モデルは、大局的には植生による炭酸同化・炭素循環を扱うモデルの一部である。植生による炭素循環を扱うモデルは、100 年以上のスケールでの気候に応答する植生の移動を解くモデル(e.g. SEIB-DGVM; Sato et al., 2012)と、地表面植生は固定して開葉や落葉の時期や、同化した炭素の分配を解くモデル(e.g. Sim-Cycle; Ito et al., 2002)に大別される。これらのモデルは、扱う時間スケールは異なるものの、どちらも大気からの気象強制力や二酸化炭素濃度を条件に陸上の炭素循環を解いている。作物生育モデルは、その中でも作物の炭酸同化や収量形成に特化したモデルと言える。作物の収量を推定することを目的とした研究は、統計モデルによる推計や、衛星観測情報から推定する研究もある。しかし、大気側からの境界条件を基に作物の生育・収量を解くメリットは、これまでに耕作の行われていない地域や、将来気候下での仮想化実験を行える点である。

作物生育モデルには、二酸化炭素濃度駆動型のモデル、日射駆動型のモデル(e.g. SWIM; Krysnova et al., 2000)、蒸散駆動型のモデル(e.g. AQUACROP; Steduto et al., 2009)がある。これらは、光合成の異なる側面(日光吸収、気孔を通した水蒸気・二酸化炭素交換)に着

目して、炭酸同化量を記述している。本研究では、日射駆動型のモデルにより水稻の生育を記述する。本論文執筆段階では水稻生育モデルのみが結合されているが、将来的には小麦、トウモロコシ、大豆、綿花等、他の主要な作物に対しても展開していく予定である。

#### (6) 統合モデルの発展

統合モデルと名の付くモデルは、これまでもいくつか発表されてきた。特に陸面過程モデルは、大気・陸面の境界条件であることから、多くの結合モデルの一部として取り込まれている。ここでは、既往の研究が注視している現象から、結合モデルを3つに分類する。第一に、河川流量解析や水資源評価の為に開発されたモデルであり、本研究のモデルや、H08[Hanasaki et al., 2008a], WaterGAP[e.g. Hunger et al., 2008]がある。これらの結合モデルは、貯水池操作や灌漑活動による水取水を扱っている点が特徴的である。第二に、大気モデルの下部境界として発展してきたモデルがあり、MATSIRO[e.g. Takata et al., 2003], CALDAS[e.g. Rasmy et al., 2012], CLM[e.g. Lawrence et al., 2011]等がある。最後に、動的植生モデルを解く為に水の挙動を扱っているモデルがあり、CLASS[e.g. Verseghy, 2000], LPJmL[e.g. Rost et al., 2008], OCHIDEE[e.g. Krinner et al., 2005]等がある。本研究と競合する世界の統合モデルをまとめると、表2.1のようになる。多くのモデルが数多くの現象を扱い、重複する現象も多いが、注力している現象については一貫している。本研究では、水資源と言う観点から開発を進めている。将来的には、水循環の高精度化に向けて、Ensemble Kalman Filterによるデータ同化システムを取り込み、顕著な差別化を行う予定である。

表2.1 競合する世界の統合モデルとその境界条件に用いられている陸面過程モデル。

Name of Land Surface Model	Institute or Country	LSP	RIV	VEG	CRP	IRR	DAM	ATM	DA
SiBUC (This study)	Kyoto Univ.	○	○		○	○	○	△	△
H08	Univ. of Tokyo	○	○		○	○	○	△	
WaterGAP	Frankfurt Univ.	○	○			○	○		△
MATSHIRO	Univ. of Tokyo	○	○			○	○	○	
CALDAS	Univ. of Tokyo	○	△	△				○	○
CLM	NCAR	○	○	○				○	
CLASS	Canada	○	○	○				○	○
LPJmL	Potsdam	○	○	○	○	○			
OCIDEE	Potsdam	○	○	○	○	○		○	

LSP: Hydrological land surface process, RIV: River routing model, VEG: Vegetation dynamic model

CRP: Crop growth model, IRR: Irrigation model, DAM: Reservoir operation model

ATM: Atmospheric Model, DA: Data assimilation

○は既に組み込まれているモデル、△は将来的に報告されると思われる結合モデルである。

青、橙、緑のラベルはそれぞれ、水資源、大気循環、炭素循環を表し、彼らが特に注力している現象を表している。

## 2.2 人間活動を考慮した統合水資源モデル

### 2.2.1 統合モデルの全体構造

開発した統合水資源モデルは、自然水循環を表現する陸面過程モデルと河川流下モデル、人間活動を表現する貯水池操作モデルと灌漑モデル、農業活動を表現する水稻生育モデルの5つのサブモデルから構成される。サブモデル間では、流出や河川流量といった自然水循環変数、収量や植生の成長といった自然炭素循環変数、灌漑取水や貯水池放流といった人間活動変数が交換される。モデルは3章で説明する陸面パラメータと気象強制力により駆動され、各グリッドの地表面貯水量、河川流量、蒸発散量、灌漑要求水量、貯水池貯留量等を出力する。

### 2.2.2 陸面過程モデル

#### (1) 陸面過程モデル・SiBUC

陸面過程モデルには、Tanaka(2004)によって開発された SiBUC を用いる。陸面過程モデルは、非常におおざっぱな言い方をすれば、大気側からの気象強制力を条件に、地表面の放射収支・水収支・熱収支を解くモデルである（図2.2）。

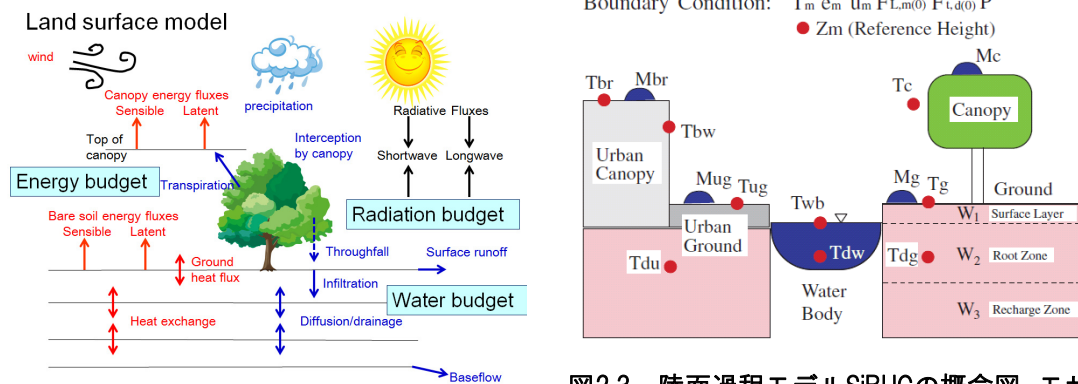


図2.2 陸面過程(Land surface process: LSP)の概念図。気象強制力を境界条件に、地表面の水収支・熱収支・放射収支を解く。

図2.3 陸面過程モデルSiBUCの概念図。モザイクスキームが採用され、地表面は緑地モデル・水体モデル・都市モデルの3カテゴリーから構成される。

SiBUC は地表面状態を緑地・都市・水体の3つのカテゴリーに分類し、各グリッドにそれらの混在を認めるモザイクスキームを採用している（図2.3, 表2.2）。各グリッドにおける潜熱フラックスや顕熱フラックス等の地表面フラックスは、サブモデル毎に算出され、その加重平均を求めることで得られる。

$$V_{ga} + V_{ua} + V_{wb} = 1, \quad 0 \leq V_{ga}, V_{ua}, V_{wb} \leq 1 \quad (2.1)$$

$$[F]_{total} = \sum_i [F]_i V_i \quad (i = ga, ua, wb) \quad (2.2)$$

ここに、 $V$ は土地利用面積率、 $F$ は地表面フラックス( $\text{Wm}^{-2}$ )を示す。添字の  $ga$  は緑地を、 $ua$  は都市を、 $wb$  は水体を、 $total$  は全体を意味する。

表2.2 本研究の陸面過程で扱う地表面分類.

No	地表面分類	Land cover (land use)
1	都市	Urban Canopy
2	水体	Water Body
3	広葉常葉樹	Broadleaf-evergreen trees
4	広葉落葉樹	Broadleaf-deciduous trees
5	広葉－針葉混合林	Broadleaf and needle leaf trees
6	針葉常緑樹	Needleleaf-coniferous trees
7	針葉落緑樹	Needleleaf-deciduous trees
8	草原	Short vegetation/c4 grassland
9	裸地と広葉低木	Broadleaf shrubs with bare soil
10	低木と灌木	Dwarf trees and shrubs
11	天水畑地	Farmland (non-irrigated)
12	天水田	Paddy field (non-irrigation)
13	水田（灌漑あり）	Paddy field (irrigated)
14	春小麦（灌漑あり）	Spring Wheat (irrigated)
15	冬小麦（灌漑あり）	Winter Wheat (irrigated)
16	トウモロコシ（灌漑あり）	Corn (irrigated)
17	大豆（灌漑あり）	Soybean (irrigated)
18	綿花（灌漑あり）	Cotton (irrigated)
19	その他作物の灌漑農地	Other crops (irrigated)

## (2) 診断変数

SiBUC は、都市・水体・緑地に関する状態量をそれぞれ診断する。診断変数は、以下の 4 種類、16 変数である。

- 表面温度：植生 ( $T_c$ )、地面 ( $T_g$ )、水面 ( $T_{wb}$ )、屋根面 ( $T_{br}$ )、壁面 ( $T_{bw}$ )、路面 ( $T_{ug}$ )
- 地中温度：植生 ( $T_{dg}$ )、水体 ( $T_{dw}$ )、都市域 ( $T_{du}$ )
- 遮断水分量：植物 ( $M_c$ )、地面 ( $M_g$ )、屋根 ( $M_{br}$ )、道路 ( $M_{ug}$ )
- 土壌水分量：表層 ( $W_1$ )、根層 ( $W_2$ )、再補給層 ( $W_3$ )

ここに、 $T$ は温度(K)、 $M$ は遮断水分量(m)、 $W$ は土壌水分量(m/m)である。添字  $c, g, wb, br, bw, ug$  は植生、地面、水面、屋根面、壁面、路面の表面を表す。添字  $dg, dw, du$  は、それぞれ植生地中、水体中、都市域地中を表す。添字  $1, 2, 3$  は、それぞれ土壌の 1, 2, 3 層を表す。

### (3) 気象強制力

一般的な陸面過程モデルと同様に、以下7つの気象強制力条件を入力とする。

- 大気境界層内の参照レベル ( $z_m$ ) における、気温 ( $T_m$ )、水蒸気圧 ( $e_m$ )、風速 ( $u_m$ )
- 短波放射フラックス ( $F_{\lambda,\mu(0)}$ )、長波放射フラックス ( $F_{\tau,d(0)}$ )
- 降水強度 ( $P$ )

ここに、 $z_i$  は参照高度(m)、 $T_i$  は気温(K)、 $e_i$  は水蒸気圧(hPa)、 $u_i$  は風速( $\text{ms}^{-1}$ )、 $F_{\lambda,\mu(0)}$  は下向き短波放射フラックス( $\text{Wm}^{-2}$ )、 $F_{\tau,d(0)}$  は下向き長波放射フラックス( $\text{Wm}^{-2}$ )、 $P$  は降水強度( $\text{ms}^{-1}$ )である。添字  $i$  は参照高度の変数であることを表す

### (4) 緑地モデルの支配方程式

本研究でも重要となる、緑地の支配方程式について説明する。都市・水体サブモデルについては参考文献を参考されたい。使用される変数の定義及び単位は表 2.3 に示される。

- 温度の支配方程式

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c \quad (2.3)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g - \omega C_g (T_g - T_d) \quad (2.4)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = Rn_g - H_g - \lambda E_g \quad (2.5)$$

- 遮断水量の支配方程式

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - D_c - \frac{E_{wc}}{\rho_w} \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial M_g}{\partial t} = P_g - D_g - \frac{E_{wg}}{\rho_w} \quad (2.7)$$

- 土壌水分量の支配方程式

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[ P_1 - Q_{1,2} - \frac{E_s + E_{dc,1}}{\rho_w} \right] \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[ Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{E_{dc,2}}{\rho_w} \right] \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3] \quad (2.10)$$

- 土壌水移動の表現

SiBUC で扱う土壌水分  $W_i$  は「含水率/空隙率」で定義され、土壌物理特性として Clapp and Hornberger(1978)の関係式を用いて、マトリックスポテンシャルを求めている。土壌中の浸透  $Q_{1,2}$ 、 $Q_{2,3}$  と基底流出  $Q_3$  の、浸透に関する項はマトリックスポテンシャルを用いたダルシ

一則から求められる． $\psi_s$ と $b$ は土壌タイプにより決定されるパラメータであり， $\theta_s$ は地表面勾配である．

$$\psi_i = \psi_s W_i^{-b} \quad (2.11)$$

$$Q_{i,i+1} = K \left[ \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] = \frac{D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \left[ \frac{2(\psi_i - \psi_{i+1})}{D_i + D_{i+1}} + 1 \right] \quad (2.12)$$

$$Q_3 = \sin \theta_s K_3 \quad (2.13)$$

$$K_i = K_s W_i^{2b+3} \quad (2.14)$$

表2.3 陸面過程解析で使用される変数・定数.

記号	意味	単位
$T_i (i=c, g, d)$	温度	K
$C_i (i=c, g, d)$	単位面積当たり熱容量	Jm <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup>
$Rn_i (i=c, g, d)$	純放射フラックス	Wm <sup>-2</sup>
$H_i (i=c, g, d)$	顕熱フラックス	Wm <sup>-2</sup>
$\lambda E_i (i=c, g, d)$	潜熱フラックス	Wm <sup>-2</sup>
$\omega$	1日の角振動数( $2\pi/86400$ )	s <sup>-1</sup>
$M_i (i=c, g)$	貯留水量	m
$P_i (i=c, g)$	遮断降水量	m s <sup>-1</sup>
$D_i (i=c, g)$	排水量	m s <sup>-1</sup>
$E_{wi} (i=c, g)$	貯留水からの蒸発量	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$\rho_w$	水の密度(=1000)	kg m <sup>-3</sup>
$W_i (i=1, 2, 3)$	土壌各層の水分量(飽和度)	
$D_i (i=1, 2, 3)$	土壌各層の厚さ	m
$\theta_s$	飽和時の土壌の空隙率	
$P_l$	地表面から土壌第1層に浸透する水量	m s <sup>-1</sup>
$Q_{i,j} (i=1, 2; j=2, 3)$	土壌 <i>i</i> 層から <i>j</i> 層に浸透する水量	m s <sup>-1</sup>
$Q_3$	土壌第3層からの排水量	m s <sup>-1</sup>
$E_s$	土壌第1層からの蒸発量	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$E_{dc,i} (i=1, 2)$	土壌第 <i>i</i> 層を消費する蒸散量	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
$\psi_i (i=1, 2, 3)$	土壌第 <i>i</i> 層のマトリックスポテンシャル	m
$K_i (i=1, 2, 3)$	土壌第 <i>i</i> 層の透水係数	m s <sup>-1</sup>

添字(*c, g, d*)はそれぞれ、キャノピー・地表面・土壌深層に関するものを表す。



### (5) フラックス輸送

フラックスとは単位時間に単位面積を通して流れる熱や物質の交換量であり、コンダクタンス（抵抗）と物理量の濃度勾配（ポテンシャル差）の積として与えられる。緑地サブモデルにおけるフラックスを求める際の濃度勾配と抵抗を表2.4に示す。更に、その中から特別な扱いを要する土壌からの蒸発と、気孔からの蒸散についての説明を行う。フラックス輸送に用いられる変数・定数は表2.5に示される。

裸地の場合、潜熱フラックスは土壌表層からの蒸発だけを考慮すれば良い。又、気孔からの蒸散 $E_c$ の計算にはキャノピー気孔抵抗 $r_c$ が大きく寄与する。 $r_c$ は、気温ストレス $f(T)$ 、水蒸気ストレス項 $f(\delta e)$ 、葉水ポテンシャルストレス項 $f(\psi_{leaf})$ 、及び放射項から決定される。

$$h_{soil} = \exp\left(\frac{\psi_{lg}}{R_w T_g}\right) \quad (2.15)$$

$$\lambda E_g = \frac{1}{r_{surf} + r_d} \frac{\rho C_p}{\gamma} [h_{soil} e_*(T_g) - e_a] \quad (2.16)$$

$$\lambda E_c = \frac{1}{r_c + 2r_b} \frac{\rho C_p}{\gamma} [e_*(T_c) - e_a] \quad (2.17)$$

$$\frac{1}{r_c} = f(T) f(\delta e) f(\psi_{leaf}) \int_0^{L_t} \frac{\overline{G(\mu)}}{r_s} dL \quad (2.18)$$

ここに、 $f(T)$ は気温ストレス関数、 $f(\psi_{leaf})$ は葉水ポテンシャルストレス関数、 $f(\delta e)$ は水蒸気ストレス関数、 $G$ は葉の方位分布関数である。

表2.4 緑地サブモデルにおけるフラックス・濃度勾配・抵抗.

フラックス	濃度勾配	コンダクタンス（抵抗）
$H_c$	$(T_c - T_a)\rho C_p$	$r_b$
$H_g$	$(T_g - T_a)\rho C_p$	$r_d$
$H_c + H_g$	$(T_a - T_m)\rho C_p$	$r_a$
$\lambda E_{dc}$	$(e_*(T_c) - e_a)\rho C_p / \gamma$	$r_c + 2r_b / 1 - W_c$
$\lambda E_{wc}$	$(e_*(T_c) - e_a)\rho C_p / \gamma$	$2r_b / W_c$
$\lambda E_s$	$(h_{soil} e_*(T_g) - e_a)\rho C_p / \gamma$	$r_{surf} + r_d / 1 - W_g$
$\lambda E_{wg}$	$(e_*(T_g) - e_a)\rho C_p / \gamma$	$r_d / W_g$
$\lambda(E_{dc} + E_{wc} + E_s + E_{wg})$	$(e_a - e_m)\rho C_p / \gamma$	$r_a$

添字 $c, g, dc, wc, s, wg$ はそれぞれ、キャノピー、地表面、植物の気孔、キャノピー表面水、土壌深層、土壌表面水を示す。

表2.5 フラックス輸送に用いられる変数・定数.

記号	意味	単位
$C_p$	空気の比熱 (=1010)	$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$
$\gamma$	乾湿計定数	$\text{hPaK}^{-1}$
$e^*(T_c)$	温度 ( $T$ ) の飽和水蒸気圧	$\text{hPaK}^{-1}$
$W_c$	キャノピーの湿潤率	
$W_g$	地表面の湿潤率	
$r_a$	キャノピー空間と参照高度間の抵抗	$\text{m s}^{-1}$
$r_b$	キャノピー空間と葉面間の抵抗	$\text{m s}^{-1}$
$r_c$	キャノピー気孔抵抗	$\text{m s}^{-1}$
$r_d$	キャノピー空間と地表面間の抵抗	$\text{m s}^{-1}$
$h_{soil}$	地表面の相対湿度	
$r_{soil}$	地表面の蒸発に対する抵抗	$\text{m s}^{-1}$

### 2.2.3 灌漑モデル

本研究の灌漑モジュールでは、畑地の土壌水分量（水田の場合は水深）が、作物の生育に維持すべき最低値を下回れば取水を行い、最高値を上回れば排水を行う、といった表現がなされている（図 2.4）。これらの土壌水分量の最低値・最高値は作物の種類や作物の生育段階によって異なる値を取るため、灌漑取排水量は、気象条件が同じであっても、作物の生育時期や作種によって異なる値を示すことになる。畑地では、土壌第 2 層の土壌水分量が許容最低水分量を下回った際に 5mm 取水を行うとする。水田では以下の式により水深を追跡することで、許容最高水深( $W_{max}$ )、許容最低水深( $W_{min}$ )を超過した際に最適水深( $W_{opt}$ )になるように排水、取水を行う。取り扱う作物における維持すべき土壌水分量（水深）は、中国の農事暦[除ら, 1995]を参照して、生育段階に応じて設定される（表 2.6）。

$$TWS = \theta_s \sum_{j=1}^3 W_j D_j + Dw + (D_d + D_c - \frac{E_w + E_{ct}}{\rho_w} - D_g - Q_3 + Win - Wout) \cdot \Delta t \quad (2.19)$$

$$SMS = \theta_s \sum_{j=1}^3 D_j \quad (2.20)$$

$$Dw = TWS - SMS \quad (2.21)$$

$$Wout = D_w - W_{opt} \quad (2.22)$$

$$Win = (W_{opt} - D_w) + \{(1 - W_1)D_1 + (1 - W_2)D_2\} \theta_s \quad (2.23)$$

ここに、 $TWS$  は地表面滞水量(m)であり、 $SMS$  は飽和土壌滞水量であり(m)、 $D_w$  は水田の水  
深(m)、 $Win$  は灌漑取水量(m)、 $Wout$  は灌漑排水量(m)である。

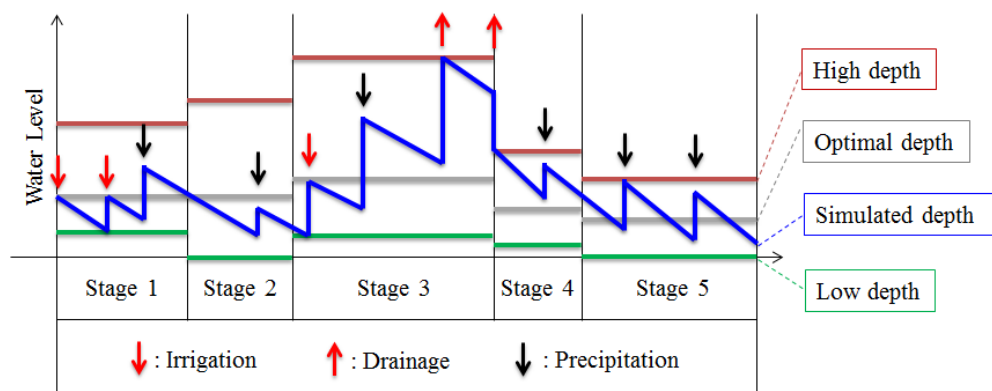


図2.4 水田での水位操作概念図。青線が水田水位，許容最大水深(赤線)を上回れば排水を行い，許容最小水深(緑線)を下回れば取水を行い，最適水深とする。畑地では土壌第2層の土壌水分量に対して最低土壌水分量を下回った際に取水を行う。

表2.6 作物別の土壌水分量若しくは水位の維持基準。各ステージ生育期間(%)と、畑地の最低土壌水分量(-)，水田における最低，最適，最高水深(m)。

Crop type	Cropping stage	1	2	3	4	5
Spring wheat	Soil wetness	0.70	0.60	0.80	0.80	0.55
	Period (%)	23	14	14	14	35
Winter wheat	Soil wetness	0.70	0.70	0.80	0.80	0.55
	Period (%)	25	20	22	13	20
Maize	Soil wetness	0.75	0.65	0.70	0.75	0.65
	Period (%)	8	48	6	14	24
Soybean	Soil wetness	0.75	0.65	0.65	0.70	0.65
	Period (%)	3	26	16	28	27
Cotton	Soil wetness	none	0.5	0.55	0.55	0.5
	Period (%)	4	21	13	26	36
Rice	Low depth	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
	Optimal depth	0.05	0.05	0.06	0.04	0.03
	High depth	0.10	0.12	0.16	0.08	0.06
	Period (%)	25	13	33	13	16

## 2.2.4 河道流下モデル

### (1) 河道の水量追跡

河道中の水移動は，連続式と運動方程式を用いて計算される。非定常の連続式は以下の式で記述される。以下の式では， $x$  が河道の流下方向， $z$  が鉛直方向となる。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (2.24)$$

ここに、 $A$  は流水断面積( $\text{m}^2$ )、 $Q$  は河川水量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $q$  は単位流入量( $\text{m}^2\text{s}^{-1}$ )である。開水路非定常流の一次元解析法に於いては、Navier-Stokes の運動方程式に於いて鉛直及び水平方向の加速度を省略し、流れが一次元的であると仮定して導かれた Saint-Venant の運動方程式が良く用いられる。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial t} \left[ \frac{Q^2}{A} \right] + \frac{gA\partial(h+z)}{\partial x} + \frac{gn^2Q^2}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2.25)$$

ここに、 $g$  は重力加速度( $\text{ms}^{-2}$ )、 $h$  は水位(m)、 $z$  は河道標高(m)、 $n$  はマンニングの粗度係数( $\text{m}^{-1/3}\text{s}$ )、 $R$  は径深(m)である。Saint-Venant の運動方程式では、第 1 項が加速度(acceleration)、第 2 項が移流(advection)、第 3 項が水面勾配項(water slope)、第 4 項が摩擦項(friction slope)を意味する。河川流量解析には、Saint-Venant の運動方程式のうち、影響が小さいと判断される項が省略されることもある。

$$\frac{gA\partial(h)}{\partial x} + \frac{gn^2Q^2}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2.26)$$

$$\frac{gA\partial(h+z)}{\partial x} + \frac{gn^2Q^2}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2.27)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{gA\partial(h+z)}{\partial x} + \frac{gn^2Q^2}{AR^{4/3}} = 0 \quad (2.28)$$

式(2.26)は運動波方程式(kinematic wave equation)、式(2.27)は拡散波方程式(diffusion wave equation)、式(2.25)は力学波方程式(dynamic wave equation)と呼ばれる。式(2.28)は Bates et al. (2010)により提案された運動方程式で、inertial wave equation と呼ばれる。kinematic wave equation は水位勾配の影響が無視される為、1/1000 以上の勾配で適用する際は問題無いとされる。しかし、非常に緩やかな勾配となる大陸河川の季節変動の再現には、拡散波方程式の適用が望ましい。ここで、Bates et al. (2010)が敢えて diffusion wave equation に加速度項を加えた inertial wave equation を提唱したのは、diffusion wave equation と比較して CFL 条件(Courant-Friedrichs-Lewy Condition)を満たすことが容易なためである。CFL 条件は、数値解析に於いて、情報が伝播する速さを実際の現象で波が伝播する速さよりも早くしなければならない必要条件のことである。数値計算では、計算を安定して実行するタイムステップ( $\Delta t$ )を適切に決定することが重要となる。

$$\Delta t = \frac{\Delta x^2}{4} \min \left( \frac{2n}{h_{flow}^{5/3}} \left| \frac{\partial h}{\partial x} \right|^{1/2}, \frac{2n}{h_{flow}^{5/3}} \left| \frac{\partial h}{\partial y} \right|^{1/2} \right) \quad (2.29)$$

$$\Delta t_{\max} = \alpha \frac{\Delta x}{\sqrt{gh}} \quad (2.30)$$

ここに、 $h_{flow}$  は異なるセル間を移動できる水量にあたる水位(m)である。  $\alpha$  は係数で、0.2-0.7 の間をとる。式(2.29)は diffusion wave equation の CFL 条件、式(2.30)は inertial wave equation の CFL 条件である。簡潔に言うと、解像度が高い場合や水面標高の非常に小さい場合には、inertial wave equation の方が計算を安定化する為の  $\Delta t$  をより大きくとることが出来る。これらの CFL 条件の差異は、偏微分方程式の型の差異に由来する。

## (2) 陸面過程モデルと河道流下モデルの結合方法

本研究で提案する統合水資源モデルは、解析の目的や対象に応じて、3 種類の結合方法を採用する。第 1 の結合方法は、陸面過程モデルと流出モデルである HydroBEAM(Hydrological River Basin Environment Assessment Model; 小尻ら, 1998)を結合する方法(以下、SiBUC-HydroBEAM 結合)である。第 2 の結合方法は、陸面過程モデルと運動波方程式を結合する方法である(以下、SiBUC-kinematic wave 結合)。第 3 の結合方法は、陸面過程モデルと氾濫原を考慮した河川流量追跡モデル、CaMaFLOOD[Yamazaki et al., 2011]を結合する方法(以下、SiBUC-CaMaFLOOD 結合)である。以下では、それぞれの結合方法について説明する。

## (3) SiBUC-HydroBEAM 結合

陸面過程から出力される蒸発散量を引き継ぎ、HydroBEAM で河川水量を追跡する結合である。この結合方法では、陸面過程から水収支のみを引き継ぐ。陸面過程モデルは気象予測シミュレーションに大きな影響を与える地表面での水・熱収支フラックスの推定を目的として発展してきた経緯から、基底流出量の再現性に、特に勾配の大きな山間部では課題を残している。HydroBEAM は、モデルパラメータのキャリブレーションにより、山間部の基底流出量を精度良く再現できる。モデルのパラメータ・キャリブレーションの行える解析や、洪水等の比較的時間スケールの小さい現象(時間から 1 日スケール)に適用する際は、この方法を採用する。その場合は、土壌の浸透係数や流出係数など観測データとして与えることのできないパラメータを、観測河川流量と解析流量とを比較してキャリブレーションする。SiBUC-HydroBEAM 結合では、斜面の表面流出と河川流量追跡に kinematic wave 法を用い、基底流出は線形貯留法を用いて表現される。

- 斜面の表面流出: kinematic wave 法

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f \cdot r(x, t) \quad (2.31)$$

$$q = \begin{cases} \kappa(h-d)^{5/3} + ah \\ ah \end{cases}, \quad \text{when} \begin{cases} h \geq d \\ h < d \end{cases} \quad (2.32)$$

$$\kappa = \frac{\sqrt{\sin \theta}}{n} \quad (2.33)$$

ここに、 $r$  は有効降雨量( $\text{ms}^{-1}$ ),  $d$  は有効土壌層厚(m),  $\sin \theta$  は斜面勾配(-),  $\lambda$  は空隙率(-)である。 $f$  は流出率(-)であり、土地利用別に変更可能なパラメータである

- 斜面の基底流出: 線形貯留法

$$\frac{dS_j}{dt} = I_j - O_j \quad (2.34)$$

$$O_j = (kv_j + kh_j)S_j \quad (2.35)$$

ここに、 $S$  はタンクの貯留高(m),  $I$  はタンクへの流入量 ( $\text{ms}^{-1}$ ),  $kh$  は横流出係数( $\text{s}^{-1}$ ),  $kv$  は縦流出係数( $\text{s}^{-1}$ ),  $O$  はタンクからの流出量( $\text{ms}^{-1}$ )であり、添字の  $j$  はタンクを表す。基底流出は、B, C, D 層の3層のタンクにより解析される。

- 河道の流量解析: kinematic wave 法

$$Q = \alpha A^{m_f} \quad (2.36)$$

$$\alpha = \frac{\sqrt{sl}}{n} \left( \frac{m}{2\sqrt{1+m^2}} \right)^{1/3} \quad (2.37)$$

ここに、 $sl$  は河床勾配(-),  $m$  は河道の法面勾配(-)であり、ここでは河道を三角形断面としている。式(2.36)と式(2.37)に、連続の式である式(2.24)を連立して河川流量を解析する。

### (3) SiBUC-kinematic wave 結合

陸面過程モデルから表層流出及び基底流出を引き継ぎ、kinematic wave 法により河川水量を追跡する結合である。この手法は、時間流量や日流量と言った時間スケールの小さな検証を行う際には不向きである。しかし、月流量や年流量など、時間スケールの大きな検証を行う際には適用可能である。全球陸域での流量解析を行う場合には、現実的にモデルのパラメータ・キャリブレーションを行うのが困難であり、この結合を採用する。Kinematic wave 法の解法は、式(2.34)-式(2.36)と同様である。

### (4) SiBUC-CaMaFLOOD 結合

陸面過程モデルから表層流出及び基底流出を引き継ぎ、氾濫原を考慮した河川流量追跡モデル CaMaFLOOD により河川水量を追跡する結合である。この手法も、時間流量や日流量と言った時間スケールの小さな検証を行う際には不向きである。CaMaFLOOD は河道の運動方程式に diffusion wave 法 ( $\sin \theta > 10\text{cm}/1\text{km}$  の場合) と inertial wave 法 ( $\sin \theta < 10\text{cm}/1\text{km}$  の場合) を用いている。水面勾配を考慮した拡散波方程式を扱うため、非常に緩やかな勾

配となる大陸河川の季節変動の再現性が優れる。diffusion wave 法と inertial wave 法は、それぞれ以下の式で差分展開され、河川流量を解析している。

$$Q(t + \Delta t) = \text{sgn}(S) A^{n-1} |S|^{1/2} R^{2/3} \quad (2.38)$$

$$Q(t + \Delta t) = \frac{Q(t) - gAS\Delta t}{(1 + \Delta t g n^2 |Q(t)| / AR^{4/3})} \quad (2.39)$$

ここに、 $S$ は河道中の水量( $\text{m}^3$ )、 $\text{sgn}(S)$ は水面勾配(-)である。式(2.38)が diffusion wave 方程式、式(2.39)が inertial wave 方程式の差分展開式である。CaMaFLOOD は、氾濫原の広がりによる流下の遅れも考慮可能である。氾濫原の標高プロファイルは、超高解像度の 90mDEM (Digital Elevation Map)である SRTM3[Farr et al., 2007]と、河川流向方向データである HydroSHEDS[Lehner et al., 2008]から作成されている[Yamazaki et al., 2012]。

### (5) 各結合方法の特徴

陸面過程モデルと河川流下モデルにより表現される陸域水循環の概念図を図 2.5 に示す。陸面過程モデルと河道流下モデルの結合方法により、引継変数と河川流量の解法が変化する。各結合方法の特徴を表 2.7 に示した。3 章以降のモデル適用では、これらの特徴を考慮して結合方法が決定される。

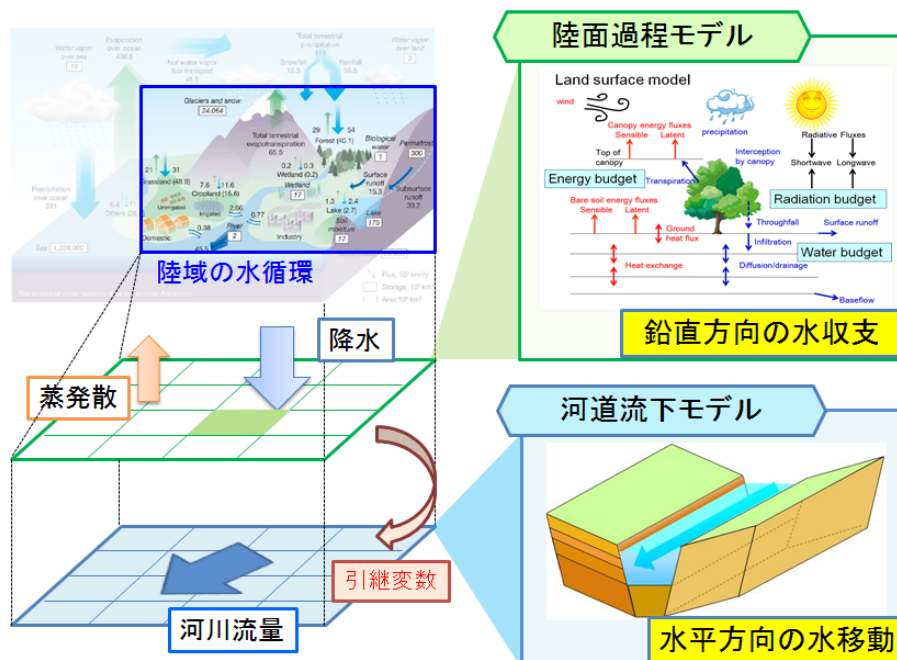


図2.5 陸面過程モデルと河川流下モデルにより表現される陸域水循環の概念図。水循環の図はOki and Kanae (2006)を使用した。陸面過程モデルと河道流下モデルの結合方法により、引継変数と河川流量の解法が変化する。

表2.7 本研究で採用する3つの陸面過程-河道流下モデル結合の特徴.

結合方法	陸面からの引継変数			対象とする現象			
	ET	Roff	IRR	FF	INU	WR	DAM
SiBUC-HydroBEAM	○		○	○			○
SiBUC-kinematic wave		○	○			○	○
SiBUC-CaMaFLOOD		○	○		○	○	△

陸面からの引継変数Roffは表面・基底流出量(surface and base run off), ETは蒸発散量(evapotranspiration), IRRは灌漑取排水量(win, wout)を示す. 対象とする現象FFは短時間洪水流(flash flood), INUは長期間氾濫(inundation), WRは長期的な水収支(water resources), DAMは貯水池操作を示す. 表中の”○”は考慮している引継変数や現象, ”△”の現象は, 現時点では考慮されていないが, 将来的に取り組む予定である.

## 2.2.5 貯水池操作モデル

### (1) 貯水池の分類

本研究では, 大陸河川に位置する大規模貯水池操作モデルと, 日本のような中・小規模河川に位置する中・小規模ダム操作モデルを適用する. 本研究では, 全球データベース GLWD に記述された貯水池を大規模貯水池として扱い, 日本のダムを中・小規模ダムとして扱う.

### (2) 大規模貯水池操作モデル:ROM

日本国外の河川に位置する貯水池の操作規則には, Hanasaki et al. により提案されたROM(Reservoir Operation Model)を用いた[Hanasaki et al., 2006; 花崎ら, 2007]. このモデルは, 大規模貯水池操作の特徴を良く表現しており, 世界の研究者にも良く用いられている[e.g. Hunger and Doll, 2008]. ROMは大別すると基本操作規則, 目的操作規則から成り, 各規則により基本放流量と目的放流量を算出した上で, 最終的な放流量を決定する.

- 基本操作規則

$$R_{norm} = k_{rls} q_{in} \quad (2.40)$$

$$k_{rls} = S(t_{wf}) / \alpha C \quad (2.41)$$

ここに,  $R_{norm}$  は基本放流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ),  $S$  は貯水量( $\text{m}^3$ ),  $t_{wf}$  は雨季終了時,  $q_{in}$  は年平均貯水池流入量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ),  $\alpha$  は保持係数,  $k_{rls}$  は放流係数,  $C$  は貯水池の総貯水量( $\text{m}^3$ )である. 各貯水池には月毎に雨季・乾季が設定される. 雨季乾季は各月の平均流入量と年平均流入量から以下の式により判定される.



$$season_j = \begin{cases} wet \\ dry \end{cases} \text{ when } \begin{cases} q_{ave,j} > q_{in} \\ q_{ave,j} < q_{in} \end{cases} \quad (2.42)$$

ここに、 $season_j$  は  $j$  月の季節、 $q_{ave,j}$  は  $j$  月の平均流入量( $m^3s^{-1}$ )である。観測流入量をどの貯水池地点でも得られるわけではないため、平均流入量は10年間以上の解析流量から算出する。年平均流入量を、その月の平均流入量が下回る月を乾期としている(図2.6)。

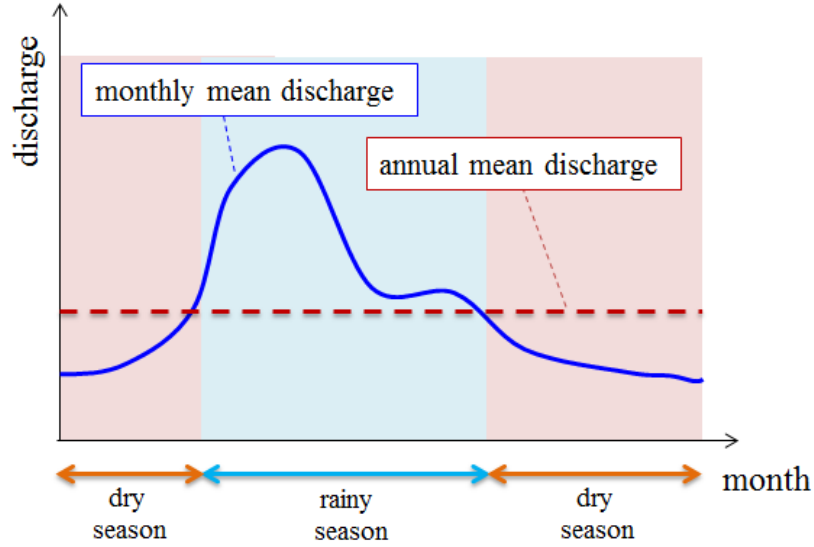


図2.6 各月の雨季・乾季の決定方法。

- 目的操作規則

目的操作は、利水放流及び、流入量が過大な時の緊急放流量として規定される。緊急放流は、流入量が許容可能流入量の値を超えた場合に行われる。求められた緊急放流量を用いて、基本放流量を更新する。今回の目的別操作は発電のための放流を考慮していない。

$$R_{lmt} = (C - S(t) + k_{rls} Q_{all}) / M_{wet} \quad (2.43)$$

$$R_{fld} = \begin{cases} 0 \\ I(t) - R_{lmt} \end{cases} \text{ when } \begin{cases} I(t) \leq R_{lmt} \\ I(t) > R_{lmt} \end{cases} \quad (2.44)$$

$$R_{out} = \begin{cases} R_{norm} \\ R_{fld} \end{cases} \text{ when } \begin{cases} R_{fld} \leq R_{norm} \\ R_{fld} > R_{norm} \end{cases} \quad (2.45)$$

ここに、 $R_{fld}$  は緊急放流量( $m^3s^{-1}$ )、 $R_{lmt}$  は許容可能流入量( $m^3s^{-1}$ )、 $Q_{all}$  は年流入量( $m^3$ )、 $M_{wet}$  は高水期の長さ(s)、 $I$  は貯水池への流入量( $m^3s^{-1}$ )、 $R_{out}$  は更新基本放流量( $m^3s^{-1}$ )である。利水放水量は、対応日数先までの下流での水需要量から当期に於いて必要な放水量を決定し、それに効率係数を乗じることにより決定される。

$$R_{req} = \beta \cdot \sum_t^{t+D} W_{req}(t) / D \quad (2.46)$$

ここに、 $R_{req}$  は利水放流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $\beta$  は効率係数、 $W_{req}$  は下流水需要量( $\text{m}^3$ )、 $D$  は対応日(s)であり、10 日とした。効率係数は、要求水量以上の放流を行うという実操作を基に設定された係数であり、2.5 とした。農地で要求される水量に対し、放流量は河道や灌漑水路からの蒸発や漏水による損失を含める必要があるためである。

- 最終放流量決定

基本放流量、緊急放流量、利水放流量から、最終放流量が決定される。基本放流量は高水期終了時に次期高水期の終了時までの放流量が決定され、利水放流量は日毎に決定される。緊急放流量は、貯水池モデルを組み込んだ河道流下モデルの計算タイムステップ毎に決定される。

$$R = \begin{cases} R_{out} \\ R_{req} \end{cases} \text{ when } \begin{cases} R_{out} \geq R_{req} \\ R_{req} \geq R_{out} \end{cases} \quad (2.47)$$

ここに、 $R$  は最終決定放流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )である。

### (3) 中・小規模ダム操作モデル

河道勾配が大きく、海への到達が速い日本に位置する中・小規模ダムには、Hanasaki et al. (2006)により提案された ROM を適用することが出来ない。年流入量から決定される維持流量をコンスタントに放流した場合、すぐに貯水量が底をつくためである。本研究では、国内のダムの運用目的を、治水、利水、多目的（治水と利水）に分類した、中・小規模ダム操作モデルを構築した。国土数値情報によれば、現在日本にある 3025 基のダムの内訳は治水：107 基、利水：2167 基、多目的：751 基である。ダムの治水・利水操作規則は以下の式で記述する。

$$Q_{base} = \begin{cases} Q_{flood} \\ Q_{norm} \end{cases} \text{ when } \begin{cases} Q_{inf} > Q_{flood} \\ Q_{inf} \leq Q_{flood} \end{cases} \quad (2.48)$$

$$Q_{ouf} = \max \{ Q_{base}, \beta \cdot Q_{req} \} \quad (2.49)$$

ここに、 $Q_{base}$  は基本放流量閾値( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $Q_{flood}$  は洪水流量閾値( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $Q_{norm}$  は維持流量閾値( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $Q_{inf}$  はダム流入量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $Q_{ouf}$  はダム放流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $Q_{req}$  は要求放流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )であり、放流係数  $\beta$  は 2.5 とした。式(2.48)はピークカットの治水操作、式(2.49)は下流要求への放流を表現している。要求放流量は、農業用水は灌漑モジュールより決定し、生活用水・工業用水はデータベースより決定する。維持流量閾値は、ダムの目的別に、以下の式で決定する。

$$Q_{norm,f} = \min \{ Q_{flood}, Q_{inf} \} \quad (2.50)$$

$$Q_{norm,u} = \begin{cases} Q_{low} & \text{for rainy season} \\ Q_{dry} & \text{for dry season} \end{cases} \quad (2.51)$$

$$Q_{norm,m} = \begin{cases} Q_{norm,f} & \text{for } St > V_u \\ Q_{norm,u} & \text{for } St \leq V_u \end{cases} \quad (2.52)$$

ここに、 $Q_{low}$  は低水流量の閾値( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )、 $V_u$  は利水容量( $\text{m}^3$ )、 $St$  はダム貯水量( $\text{m}^3$ )である。添字の  $f$ ,  $u$ ,  $m$  はそれぞれ、治水目的、利水目的、多目的ダムの維持流量閾値を表す。少雨季維持放流量  $Q_{dry}$  は、多雨季終了時の貯水量を次期多雨季開始までの日数で除した値とする。1994–2003 年まで 10 年間の河川流量解析をダム無しで行い、月平均流量が年平均流量より大きい場合に多雨季、少ない場合に少雨季とした。同解析より得られる 10 年間の日流量の流況曲線から、5 パーセンタイル値を洪水流量閾値、50 パーセンタイル値を低水流量閾値とした。

## 2.2.6 水稻生育モデル

### (1) 作物の発達・収量予測モデル

水稻生育モデルは、日本の主要作物である水稻についての成長・収量を記述する。一般に、気象条件に対して作物の成長・収量を予測する手段として、作物の発達・収量予測モデルがある。これには、統計モデルとプロセスモデルの 2 つが存在するが、本研究ではプロセスモデルを用いる。lizumi et al. (2007)により提案されているモデルを基本とし、出芽から出穂までの発育指数 (DVI: developmental index) は、中川ら(1995)の提案式を用いた。水稻の栽培期間中の日毎に計算される発育速度 (DVR: developmental rate) を積分して得られる DVI は、出芽から成熟に至る発育過程を、0 から 3 までの連続的な数値として表すことができる (DVI=0: 出芽, DVI=1: 幼穂形成, DVI=2: 出穂, DVI=3: 成熟)。出芽から出穂までの発育指数に中川ら (1995) の提案式を用いた理由は、lizumi et al. における DVI 記述式では、水稻の日長感応性が出穂まで続くことになるが、品種によっては幼穂形成後に日長感応性を失う種もあるためである。そのため、中川ら (1995) に従い、幼穂形成 (DVI=1) と出穂 (DVI=2) の間に DVI\*\* というパラメータを与え、DVI\*\* 後に日長感応性を失うこととした。lizumi et al. のモデルと比較すると、同定すべきパラメータが 1 つ増すが、現実を記述するという面からは妥当であると考えられる。

モデルを記述するパラメータは、既往の論文[lizumi et al. 2007; lizumi et al. 2009; 横沢ら, 2009]を参考に設定した。加えて、本研究で用いるプロセスモデルでは、品種特性を表現するパラメータが導入されている。品種特性は大局的に気候条件により決定されと考えられる。パラメータは都道府県単位で粒子群最適化手法(PSO: Particle Swarm Optimization; Kennedy et al., 1995)によって決定した。PSO による同定計算の設定は、2.2.8 項で詳しく記述する。

## (2) 水稻生育の支配方程式

水稻の生育段階を意味する DVI は、以下の式で記述される。

$$DVI(t) = \sum_{i=1}^t DVR \quad (2.53)$$

$$DVR = \begin{cases} f_j(T) \\ h_j(T) \cdot g(L) \\ h_j(T) \end{cases} \text{ when } \begin{cases} DVI < DVI^* \\ DVI^* \leq DVI < DVI^{**} \\ DVI^{**} \leq DVI \end{cases} \quad (2.54)$$

$$f_j(T) = 1 / [1 + \exp\{-A_j(T - Th_j)\}] / G_j \quad (j=1) \quad (2.55)$$

$$g(L) = \begin{cases} 1 - \exp\{B_j(L - Lc)\} & (L < Lc) \\ 0 & (L \geq Lc) \end{cases} \quad (2.56)$$

$$h_j(T) = [1 - \exp\{-A_j(T - Th_j)\}] / G_j \quad (j=2,3) \quad (2.57)$$

ここに、 $T$  は日平均気温(°C)、 $L$  は日長時間(hour)である。その他の変数はパラメータであり、それぞれ  $DVI^*$  は日長への感光を始める DVI、 $DVI^{**}$  は日長への感光を失う DVI、 $Lc$  は 限界日長(hour)、 $Th$  は基準気温(°C)、 $G$  は成長最小日数(day)、 $A$  は成長気温係数である。添字の  $j$  は生育フェイズを表し、 $DVI \leq 1$  はフェイズ 1、 $1 < DVI \leq 2$  はフェイズ 2、 $2 < DVI \leq 3$  はフェイズ 3 である。 $DVI^*$  はフェイズ 1 中に、 $DVI^{**}$  はフェイズ 2 中に設定される。

水稻の根を含めた乾燥重量  $DW(g/m^2)$  は、日別のバイオマス増分  $\Delta DW(g/m^2)$  を積算することで求められる。バイオマス増分とは、光合成による炭酸同化量である。吸収日射量に寄与する植生指数  $LAI(m^2/m^2)$  の変化は経験式により記述される。

$$\Delta DW(t) = C_s \cdot S_s \quad (2.58)$$

$$S_s = S_0 [1 - r - (1 - r_0) \exp\{-k(1 - m)LAI(t)\}] \quad (2.59)$$

$$\Delta LAI = LAI(t) \cdot V_r \left\{ 1 - \left( \frac{LAI(t)}{LAI_{max}} \right)^{kl} \right\} \quad (DVI(t) \leq 2) \quad (2.60)$$

$$V_r = V_p \cdot [1 - \exp\{-K_f(T - T_{cf})\}] \quad (2.61)$$

$$\Delta LAI = -LAI(t) \cdot (1 - c) \cdot DVR(t) \quad (DVI(t) > 2) \quad (2.62)$$

ここに、 $C_s$  は光変換効率(g/MJ)、 $S_s$  は稲の葉群で吸収された日射エネルギー(MJ/m<sup>2</sup>/day)、 $S_0$  は日積算日射量(MJ/day)、 $r$  は葉の反射率(-)、 $r_0$  は地表面の反射率(-)、 $V_p$  は LAI 最大相対速度(1/day)、 $T_{cf}$  は LAI 展開の最低気温(°C)、 $LAI_{max}$  は気温を制限しない場合の LAI 最大値(m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>)である。既往の文献に従い、 $m=0.25$ 、 $k=0.6$ 、 $K_f=0.07$ 、 $kl=0.723$ 、 $c=0.5$  とした。

### (3) 収量形成の支配方程式

収量形成過程では、高温障害と低温障害の影響を考慮して最終収量  $Y(\text{g}/\text{m}^2)$  が決定する。収量は出穂後のバイオマス収量の積算値  $PY(\text{g}/\text{m}^2)$  と収量係数  $h(-)$  との積により求められる。

$$Y = h \cdot PY \quad (2.63)$$

$$h = \min(h_h, h_c) \quad (2.64)$$

ここに、 $h_h$  は高温障害を考慮した収量係数(-)、 $h_c$  は低温障害を考慮した収量係数(-)である。高温による影響は主に、受精過程の不良により引き起こされる。とりわけ、開花時期の気温が  $33^\circ\text{C}$  を上回ると、急激に不稔率が増加する。ここでは、Nakagawa et al. (2003) の提案する、高温による収量係数の応答関数を利用する。

$$h_h = h_p(1 - 0.95\gamma_h) \quad (2.65)$$

$$\gamma_h = \begin{cases} 1 - \left[ \left( \frac{\bar{T}_{\max} - T_b}{T_o - T_b} \right) \left( \frac{T_c - \bar{T}_{\max}}{T_c - T_o} \right)^{\frac{T_c - T_o}{T_o - T_b}} \right]^{C_{hot}} & \text{for } \bar{T}_{\max} > T_o \\ 0 & \text{for } \bar{T}_{\max} \leq T_o \end{cases} \quad (2.66)$$

ここに、 $h_p$  はポテンシャル収量係数(-)、 $\bar{T}_{\max}$  は開花時期( $1.92 < \text{DVI} \leq 2.20$ )における日最高気温( $^\circ\text{C}$ )の平均値である。 $T_o$ ,  $T_c$ ,  $T_b$  はそれぞれ最適気温( $^\circ\text{C}$ )、臨界気温上限( $^\circ\text{C}$ )、臨界気温下限( $^\circ\text{C}$ )を意味し、 $T_o=33$ ,  $T_c=43$ ,  $T_b=10$  である。低温障害は、受精不良による不稔と低温による成長障害の2つの場合に分けて表現される。

$$h_c = h_p\gamma(1 - \gamma_c) \quad (2.67)$$

$$\gamma = 1 - \exp\{-K_h(\text{DVI}(t) - 2.22)\} \quad (2.68)$$

$$\gamma_c = \gamma_c - K_q Q^{cool} \quad (2.69)$$

$$Q = \sum (T^* - T) \quad \text{when } (1.5 < \text{DVI} \leq 2.2) \quad (2.70)$$

ここに、 $\gamma_c$  は不稔率を表す。 $C_{cool}$  は気温に対する不稔率応答の曲率を表し、 $T^*$  は気温の閾値( $^\circ\text{C}$ )である。 $Q$  は低温の程度を表す冷却指数( $^\circ\text{C}$ )であり、穂が温度に対して応答する期間で積算する。パラメータはそれぞれ、 $K_h=5.57$ ,  $\gamma_0=4.6$ ,  $K_q=0.054$  とした。

#### (4) 陸面過程モデル・灌漑モデルと水稻生育モデルの結合

陸面過程モデルには稲の LAI を引き継ぎ、灌漑モデルへは生育ステージ(crop-stage)を引き継ぐ。DVI と crop-stage は、それぞれの性質が一致するように変換される (表 2.8)。生育ステージは灌漑モデルにて、水田の維持水深等を決定するパラメータとなる。

表2.8 DVIと生育ステージ(crop-stage)の関係と水稻の生育状態。

Crop-stage	DVI	Rice
1	$0.0 < \text{DVI} \leq 0.5$	Plant
2	$0.5 < \text{DVI} \leq 1.6$	Panicle
3	$1.6 < \text{DVI} \leq 2.2$	Flowering
4	$2.2 < \text{DVI} \leq 2.6$	Maturing
5	$2.6 < \text{DVI} \leq 3.0$	Harvest

### 2.2.7 モデルの結合

既に 2.2.3 項でも述べたとおり、本研究で提案する陸面過程-河道流下過程には 3 通りの結合方法がある。4 章以降でモデルを適用する際には、その研究目的に応じて解析を行うので、常に全てのモデルを結合させた状態で計算を行うわけではない。特に、河川流量を解析する際の陸面過程-河道流下結合方法と、その他の考慮されている事象を表 2.9 に示す。

表2.9 本研究で河川流量を解析する際の陸面過程-河道流下結合方法。また、解析地域とその他の考慮されている事象についても説明を加えている。

章、節、項	解析地域	陸面過程-河道流下結合	考慮されている事象
2.2.8	阿武隈川	SiBUC-HydroBEAM	
4.2.1	全球	SiBUC-kinematic wave	貯水池、灌漑取水
4.3.1	日本全域	SiBUC-kinematic wave	貯水池、工業・家庭・灌漑取水
5.2.2	Chao Phraya 川	SiBUC (offline)	
5.2.4	Chao Phraya 川	SiBUC-kinematic wave	貯水池、灌漑取水
6.2.4	全球	SiBUC-kinematic wave	貯水池、灌漑取水
6.3.2	日本	SiBUC-kinematic wave	貯水池、工業・家庭・灌漑取水

### 2.2.8 粒子群最適化手法を用いたモデルパラメータの自動推定

#### (1) 最適化手法を用いたモデルパラメータの逆推定

現在、治水・利水などを目的に、広く降雨流出モデルが用いられている。その中で、物理的根拠は乏しいが基底流出の特性を良好に再現する応答モデルとして、概念モデルも良く用いられている。概念モデルは、物理型モデルと比較して計算が簡易であるがその反面、流出パラメータを決定するためのパラメータ同定が必要な点が欠点としてあげられる。概念モデルのパラメータは、経験的な値やトライアンドエラー方式で決定されることが多い。

そこで、客観的指標から自動的に同定することを目的として、パラメータの同定問題を非線形の最適化問題に置き換え、既存の最適化手法を用いてパラメータを推定することが広く行われている。

最適化手法には、多点探索によって局所解の問題に対処できる大域的探索法がよく用いられている。流出モデルのパラメータ同定に適用された例では、遺伝的アルゴリズム GA (Genetic Algorithm; Mitchell et al., 1992) を用いた研究や (e.g. 田中丸, 1995), Duan et al. (1992)によって提案された Shuffled complex evolution method (SCE-UA 法)を用いた研究 (e.g. 多田, 2007), 進化戦略 (Evolution Strategy : ES) を用いた研究 (e.g. 藤原, 2003) が報告されている。加えて多田(2007)は、粒子群最適化手法 PSO (Particle Swarm Optimization; Kennedy et al., 1995) を用いてパラメータ同定を行い、SCE-UA を用いた場合と比較して良好な結果を得ている。

## (2) 群知能最適化手法の概要

パラメータ同定とは、未知係数を決定するための最小化問題（最適化問題）のことであり、キャリブレーションとも呼ばれる。一般に、モデルのパラメータ同定は、その再現精度を目的関数として記述することで、以下の最適化問題と認識できる。

$$\text{minimize } f(\vec{\theta}) \quad (2.71)$$

$$\text{s.t. } g_j(\vec{\theta}) \leq 0, \quad j = 1, \dots, q \quad (2.72)$$

ここに、 $f(\theta)$ は目的関数、 $\theta$ はパラメータベクトル、 $g(\theta)$ は制約条件であり、 $q$ は制約条件数である。

最適化問題を解く方法としては、古くは最急降下法から様々な手法が提案されてきている。本研究では、動物や昆虫、魚群の行動にヒントを得て確立された最適化手法である群知能最適化手法を用いる。群知能最適化手法は、GA に代表される従来の最適化手法に比べて、収束速度が非常に速い点が利点として挙げられる。その代表例としては、ACO (Ant Colony Optimization; Dorigo et al., 1999) や粒子群最適化手法 PSO が挙げられるが、本研究では PSO を用いる。非連続の問題しか扱えない ACO 手法に対して PSO は連続的な問題に適用可能なため、パラメータ同定に適している。PSO は、粒子群に於いてグループが発見したベストな解を共有することにより最適解に収束させる手法である。二次元空間、三次元空間の実現象から導出された手法であるが、多次元空間に於いても適用可能である。

## (3) 粒子群最適化手法の計算手順

PSO の計算手順を説明する。ここでは、 $n$  個の粒子群により、 $m$  個のパラメータ同定を行うとして説明を行う。PSO の基本構造は繰り返し計算であり、各期に於いて、全粒子の

解析，移動ベクトルの算出，パラメータベクトルの更新といった手順をたどる(図 2.7)．以下に具体的な計算手順を説明する．

- 初期値の決定

制約条件を満たす  $n$  個のパラメータを，乱数を用いて  $m$  次元空間に発生させる．初期移動ベクトルについては，収束パラメータに与える影響が小さいことを予備実験で確認したため，本研究では 0 としている．

- 目的関数値の算出

$n$  個の粒子について解析を行い，目的関数を算出する．尚，これ以後の各期におけるパラメータ移動量を決定する移動ベクトルの算出時と，移動ベクトルを用いたパラメータベクトル更新時の計算負荷は低いため，パラメータ同定時間はこの解析時間に依存する．

- 自己最良解，グループ最良解の算出

$n$  個の粒子それぞれについて，自己最良解( $\theta^*$ )を算出する．自己最良解とは，それぞれの粒子が試行回数  $t$  回の中で算出した目的関数値の中での最良解である．次に， $n$  個の粒子が持つ各粒子の最良解からグループ最良解( $\theta_G^*$ )を算出し，グループ内でその最良解及び最良解を与えるパラメータベクトルを共有する． $\theta^*$ は各粒子がそれぞれ記憶し， $\theta_G^*$ はグループ内で共有される．

- 移動ベクトルの算出

各粒子が持つ自己最良解を与えるパラメータと，グループ内で共有されるグループ最良解を与えるパラメータから，移動ベクトルを算出する．本研究では，坊原ら(2006)により提案されている，移動速度制約機能と局所ランダム探索機能を追加して計算を行う．各パラメータの制約条件を飛び出した範囲の物については，ベクトル反射処理を施すこととする．

$$\vec{ue}_i = c_1 \cdot rand \cdot (\vec{\theta}_i^* - \vec{\theta}_i^t) \quad (2.73)$$

$$\vec{ug}_i = c_2 \cdot rand \cdot (\vec{\theta}_G^* - \vec{\theta}_i^t) \quad (2.74)$$

$$\vec{ur}_i = c_3 \cdot \vec{Vr} \quad (2.75)$$

$$\vec{v}_i^t = w\vec{v}_i^{t-1} + \vec{ue}_i + \vec{ug}_i + \vec{ur}_i \quad (2.76)$$

$$where \quad \left| \vec{v}_i^t \right| \leq R_{max} \quad (2.77)$$

$$\vec{\theta}_i^{t+1} = \vec{\theta}_i^t + \vec{v}_i^t \quad (2.78)$$

ここに， $ue$  は各粒子の最良解に向かう移動ベクトル成分， $ug$  はグループの最良解に向かう移動ベクトル成分， $ur$  は局所ランダム探索ベクトル， $Vr$  は平均 0 分散 1 の  $n$  次元正規確率変数ベクトル， $v$  はパラメータ移動ベクトル， $R_{max}$  は探索範囲制約域， $rand$  は(0:1)の乱数で



ある.  $c, w, R_{max}$  は, PSO 手法のパラメータである. PSO と同様に群知能最適化手法である ACO には, 得られた目的関数値により各粒子の収束速度が上昇するスキームが組み込まれているが, PSO には組み込まれていない. PSO における収束速度は,  $c, w$  で支配される. PSO 同定自体のパラメータは表 2.10 のように設定した.

得られた次期パラメータベクトルを目的関数値の算出に返し, 繰り返し計算を行う. 繰り返し計算を続けパラメータベクトルを収束させることで, パラメータが同定される. PSO を用いたパラメータ同定を行う際に必要な計算時間は, 1 粒子の計算時間, 粒子数, 繰り返し計算数の積となる. 分布型流出モデルに適用する場合, 集中型のモデルに比べて, 1 粒子の計算時間が非常に大きいため, 適当な解を同定するための粒子数と繰り返し計算数を設定することが重要である. 特に粒子数は, 少ないほど計算時間が少なくすむものの, 局所解に陥るリスクが大きくなるため, パラメータ数に応じて妥当な粒子数を設定する必要がある.

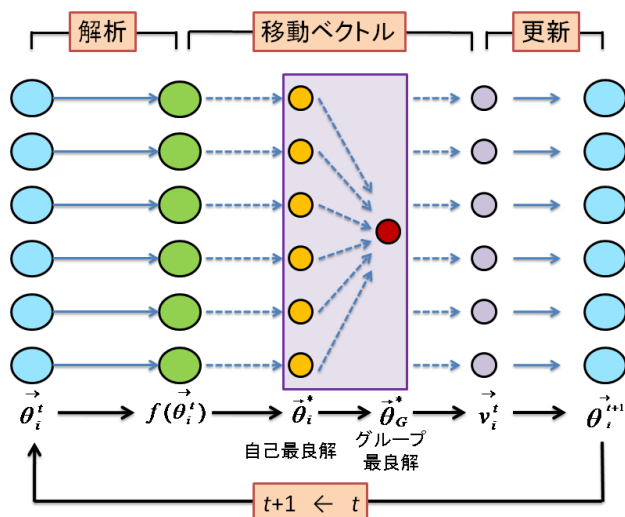


図2.7 粒子群最適化手法PSOの収束計算手順.

表2.10 PSOパラメータ.

記号	値
$w$	0.9
$c_1$	2.0
$c_2$	2.0
$c_3$	0.0001
$R_{max}$	0.5

#### (4) 粒子群最適化アルゴリズムの動作確認

PSO アルゴリズムを分布型流出モデル HydroBEAM のパラメータ同定に適用し, 動作確認を行う. 同定するパラメータは表 2.11 に示され, 流量解析への感度が高いと考えられるパラメータである. 阿武隈川流域の阿久津観測点(集水面積 1858km<sup>2</sup>)の, 2001 年 6 月から 10 月の河川流量を再現するようにパラメータを同定した. なお, この実験では目的関数による違いを反映するかを確認するため, 相対平均二乗誤差(以下 CVRMSE)と, 相対平均誤差(以下 MRE) の 2 つの目的関数を用いた.

$$CVRMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i \frac{(\mathcal{Q}_{obs}(t) - \mathcal{Q}_{sim}(t))^2}{\mathcal{Q}_{obs}^2}} \quad (2.79)$$

$$MRE = \frac{1}{n} \sum_t \frac{|Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t)|}{Q_{obs}(t)} \quad (2.80)$$

ここで,  $Q_{sim}$  は解析値,  $Q_{obs}$  は観測値であり, バーは対象期間の平均値を表す. MRE と CVRMSE を比較した場合, 誤差の二乗項を含む CVRMSE はピーク流量の再現性を重視し, MRE は低水期の再現性を重視した指標となる. 共に低い値が精度の高い解析結果を意味する.

同定されたパラメータによる流量解析値の比較を行った (図 2.8). 黒丸が観測流量であり, 青線は MRE, 赤線は CVRMSE を目的関数に同定されたパラメータによる解析流量であり, 黒丸は観測流量である. 粒子数を 100 とし, それぞれ 3 組の初期値から収束させたため, MRE (青), CVRMSE (赤) 共に 3 本の線が引かれている. 図 2.8b からは, CVRMSE 同定による解析流量が, MRE 同定による解析流量に比べて, ピーク流量の再現性が高いことが見て取れる. この実験から, 本研究で開発した PSO を用いたパラメータ同定アルゴリズムが期待通りの動作を示すことが確認された.

表2.11 HydroBEAMで同定したパラメータ.

記号	意味	単位	同定範囲
$kh_b$	B 層の横流出係数	$s^{-1}$	(0.0:1.0)
$kv_b$	B 層縦流出係数	$s^{-1}$	(0.0:1.0)
$kh_c$	C 層の横流出係数	$s^{-1}$	(0.0:1.0)
$kv_c$	C 層縦流出係数	$s^{-1}$	(0.0:1.0)
$kh_d$	D 層の横流出係数	$s^{-1}$	(0.0:1.0)
$f_i$	森林, 畑地の流出率	–	(0.3:0.9)
$n_i$	森林, 畑地の等価粗度	$m^{-1/3} s$	(0.005:0.3)
$n$	河道の等価粗度	$m^{-1/3} s$	(0.0005:0.05)

添え字  $i$  は,  $i=f, c$  であり,  $f$  は森林,  $c$  は畑地を表す.

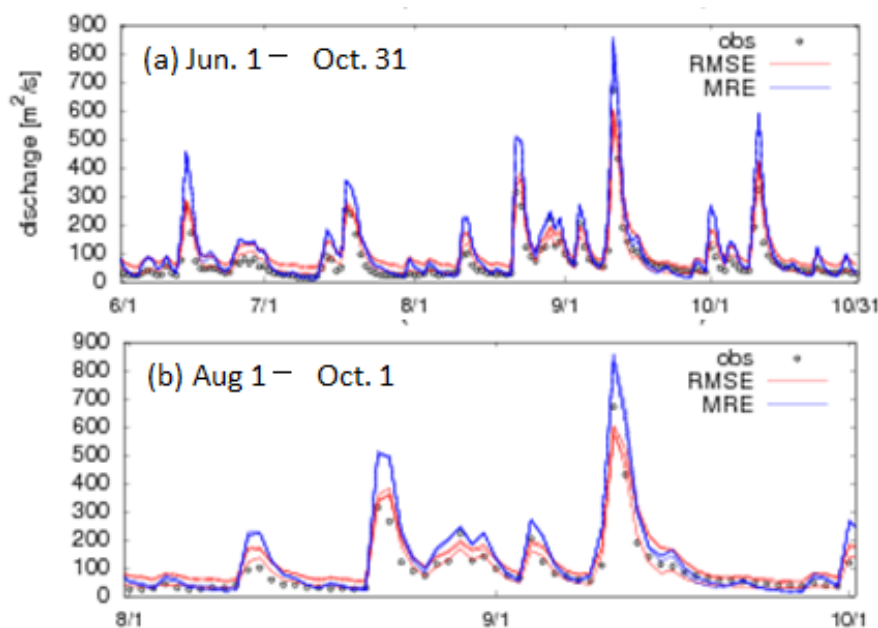


図2.8 目的関数変更実験による流量解析結果の違い。青線はMRE，赤線はCVRMSEを目的関数に同定されたパラメータによる解析流量であり，黒丸は観測流量である。(a)は6月1日から10月31日までの解析結果を，(b)は8月1日から10月1日までの解析結果を示している。

## 2.3 結論

本章では，開発した統合水資源モデルを構成する各サブモデルについて，重要な支配方程式について説明した。加えて，それぞれのサブモデルや結合モデルについて，既往の研究と比較し，本研究で開発したモデルの長所・短所や改良の余地について論じた。4章以降では，本章で説明した統合水資源モデルの検証を行ったうえで，人間活動が水循環に与える影響や，気候変動が陸域水循環に与える影響について論じていく。

## 第 3 章 地表面データセットの作成

### Development of Land Surface Data Sets

#### Abstract

This chapter describes the way to generate land surface data sets, which are important inputs for numerical hydrological simulations. The author has generated meteorological forcing data sets and land surface parameters for the simulations. Seven meteorological forcing data (precipitation, short-wave radiation, long-wave radiation, specific humidity, surface temperature, wind speed, and atmospheric pressure) are produced by global products. Precipitation data sets are produced by different six products (GPCC, H08, APHRODITE, GPCP, GSMaP, and JRA25). While the spatial distributions of precipitation coincide with each other, there are differences in the amount of precipitation. Large differences in annual precipitation have been captured in Southeast Asia even if between observation-based products. Various land surface parameters are also generated from high-resolution land surface products. A global river channel network is scaled up from a one kilometer resolution flow direction map. The flow accumulation areas calculated by the generated global river channel network agree with statistical catchments areas provided by GRDC and GLWD. The crop calendars, which are used in irrigation model, are generated by phonological analysis of normalized difference vegetation index (NDVI). The crop calendars generated for six crops (rice, spring wheat, winter wheat, maize, cotton, and soybean) agree well with crop calendars commonly used in many countries.

## 3.1 序論

### 3.1.1 研究の背景

数値モデルを実際の流域に適用して計算する際には、データセットの精度も又、解析結果の精度を大きく左右する。その為、極力現実に即した地表面データセットを作成することが、精度の良い解析の鍵となる。加えて、陸面過程モデルに代表される水文・水資源モデルは、世界中で多くのモデルが開発されている。差別化を図る上では、他のモデルが取り扱えない事象を組み込むことや、独自のパラメータを整備することが重要である。本章では、第 2 章で提案した統合水資源モデルによる数値計算に要する、地表面データセットの作成手法について述べる。モデルの入力となる地表面データは、気象強制力データと地表面の物理・植生パラメータに大別される。

### 3.1.2 既往の研究と本章の目的

本章で説明する地表面データセットの作成手法の中で、最も独創的な点は衛星観測情報を利用した全球農事暦プロダクト作成である。ここでは、農事暦プロダクトの作成手法に絞り、既往研究のレビューと本研究で提案する手法との比較について述べる。

水資源管理の観点から、世界の水使用の70%以上を占める農業水需要量を全球で算出しようとの研究が行われている。その解析には農事暦情報（播種・収穫時期）の整備が必要不可欠であり、精度の良い解析の鍵となる。広域の範囲で農事暦を作成する手法は大きく3つに大別できる。1つは統計情報をベースに作成する手法であり、MIRCA2000[Portmann et al., 2000]やSACKS[Sacks et al., 2010]がある。これらのプロダクトは、FAO, USDA(U. S. Department of Agriculture), USDA-FAS (USDA Foreign Agriculture Service), USDA-NASS (USDA National Agricultural Statistics Service)等の機関から提供される、国レベル・州レベルでの統計情報を基に作成されたプロダクトである。統計情報プロダクトは、データの得られる地域での信頼性が高いという利点がある。一方で、データの無い地域の信頼性や、同一国内・州内では農事暦の違いが反映されないといった短所も併せ持つ。次に作物生育モデルを活用する手法がある。作物生育モデルは、気温、日射、日長、水分ストレスから作物成長を予報することで農事暦を作成する。全球で多様な作物を扱えるモデルとしてはSWIM[Krysanova et al., 2000]が有名であり、全球水資源モデルに適用された例も多い[e.g. Hanasaki et al., 2008b]。作物生育モデルを利用する利点は、気象強制力から農事暦を計算できる点であり、現在耕作が行われていない地域でも、耕作を行った場合の仮想実験が可能である。一方で、特に人間活動の影響が強い播種日の特定が困難であり、衛星情報や統計を利用した農事暦プロダクトと比較すると信頼性が低い。最後に、衛星情報を活用した農事暦の作成手法がある。この手法では、作物成長は時系列の植生指標(vegetation index: VI)によって推定され、特定の国・州を対象とした高解像度の農事暦推定が行われている[e.g. Sakamoto et al., 2011]。衛星情報を利用する利点は、地表面状態の信頼度が高いことと、高解像度でデータが得られる点にある。一方で、作物の種類の判別が難しく全球規模の研究は行われていない。

既往研究の3つの農事暦作成手法を比較すると、表3.1のようになる。本研究では、信頼度の高い統計情報、衛星情報を統合することにより、新たな全球農事暦プロダクトの作成を目的とする。衛星情報を利用する利点は、高解像度でデータが得られる点にある。加えて、光学センサーによる分光反射情報から計算される植生指標は、植物の光合成活動そのものを観測していることになり、作物生育の状態をより現実的に捉えることが可能である。衛星観測によるリモートセンシングデータで作成される農事暦は、実際にその農地で作物が行われたと判断可能である。モデル化された手法では、各グリッドでの農事暦を作成後、そのグリッドで実際に耕作が行われたのかを判定する必要があるが、リモートセンシングデータはその点でも優れている。

表3.1 農事暦の作成手法の比較.

	High resolution	Crop type	Space filling	Future Simulation	Reliability
統計：Statistic	×	◎	×	×	◎
衛星：Satellite	◎	×	◎	×	○
モデル：Model	○	○	○	○	×

◎:very good, ○:good, ×:poor

以上を踏まえ、本章では第 2 章で提案したモデルによる数値計算を実行するための、地表面データセットについて説明する。地表面データセットの作成手法や、その元データの特徴の記述、既往研究との比較を通して、以下の点を明らかにする。

- 気象強制力 7 要素を整備する。特に陸域水循環を解析する上で重要となる降水量データについては、複数のプロダクトからデータを作成し、プロダクト間の不確実性について議論する。
- 地表面パラメータを整備する。全球河道網データについては、統計情報から得られる流量観測点の集水面積と比較し、アップスケーリング手法により作成した河道網が統計値に良く整合するか否かを確認する。
- 衛星情報を利用した全球農事暦プロダクトを開発し、統計情報と比較することで検証する。加えて、既往の作物生育モデルから作成された農事暦データと比較し、本研究で作成する農事暦プロダクトの長所・短所について議論する。

## 3.2 気象強制力

気象強制力とは、陸域水循環モデルを駆動する上で入力となる境界条件のことである。本研究では、陸面過程モデルに要する、気象強制力 7 要素（降水・気温・短波放射・長波放射・比湿・大気圧・風速）データについて説明する。特にその中でも降水量は、陸面過程解析に於ける水収支に大きな影響を与える。

### 3.2.1 全球の気象強制力データ

降水データは、表 3.2 に示すように、GPCC\_v6, H08, APHRDITE v1101, GPCP\_1DD\_v1.2, GSMaP\_MWR\_v4.8.4, JRA25 の 6 プロダクトを利用する。GPCC[Rudolf et al., 2010]と APHRDITE[Yatagai et al., 2012]は地上観測降水量から空間内挿により作成されたプロダクトである。H08 は、ユーラシア域に APHRDITE 降水量を、それ以外の地域には GPCC 降水量を用いて、それらに風速による捕捉率補正が施されている[Hirabayashi et al., 2008]。GSMaP は、衛星観測情報から作成されたプロダクトである[Ushio et al., 2009]。GPCP は衛星観測降

水量を地上観測降水量で補正したプロダクトである[Huffman et al., 2013]. JRA25 は GCM の再解析計算により算出された降水量である[Onogi et al., 2007].

各降水プロダクトの年平均降水量の全球分布を図 3.1 に示す. 衛星観測情報を用いている GSMaP と GPCP や, JRA25 は海上でもデータを得られるが, 本研究の解析対象外の地域であるので図示していない. 陸上で大気場が収束する, 降水量の多い地域では, 各降水プロダクトが同じ傾向を示している. しかし, それらの差を見た場合, 図 3.2 のように地域によっては大きな降水量の差があることが分かる. 例えば, GPCC, H08, APHRODITE は共に観測降水量を基にして作成されたプロダクトであるが, GPCC と H08 の間の北極圏や南米大陸, GPCC と APHRODITE の間の東南アジア域のように, 多い所では 500mm/yr 以上の降水量の差があることが分かる. 各降水量プロダクトの良し悪しを議論することは難しいが, 観測降水量ベースのプロダクト間であっても, 全球の降水量には大きな不確実性があることを理解する必要がある. 降水量プロダクトの不確実性が流出解析に与える影響を論じた Fekete et al. (2004)は, 以下のように指摘している.

一降水量がポテンシャル蒸発散量を上回る湿潤域では, 降水量の差はほぼ等しく流出量の差として反映される. 流出量は降水量と比較してその量自体が少ないため, 相対的により顕著な差となる.

一流出プロセスが強い非線形性を持つ半乾燥域では, 降水量の差は, 流出する量としては湿潤域に比べて小さい値として反映される. しかし, 流出プロセスの非線形性により, 湿潤域と比較すると, 相対的に大きい流出の差が発生する.

一水収支解析によってほとんど流出が発生しない乾燥域では, 降水量の差は流出量の差としては反映されない. 多少の降水量の差は, 単に蒸発散量の増加・減少となる.

降水量については, 時間・空間解像度共に密な観測データを収集することが望ましい, しかし, グローバルプロダクトを利用する場合には, それらのプロダクトが持つ不確実性について留意する必要があると言える. 降水量以外の気象強制力データとしては, Hirabayashi et al. (2008)から提供される短波放射・長波放射・比湿・気温データと, JRA25[Onogi et al., 2007]から提供される大気圧・風速のデータを利用する(表 3.3).

表3.2 本研究で利用する降水量プロダクト.

Name of products	Period	Area	Time resl.	Spatial resl.	Produced by
GPCC_v6	1901-	Global	monthly	0.50deg.	Observation
H08	1960-	Global	daily	0.50deg.	Observation
APHRODITE v1101	1951-	Eurasia	daily	0.25deg.	Observation
GPCP_1DD_v1.2	1997-	Global	daily	1.0deg	Obs. & satellite
GSMaP_MWR_v4.8.4	1998-	Global	hourly	0.25deg.	Satellite
JRA25	1979-	Global	6 hourly	2.5deg.	Reanalysis

表3.3 本研究で利用する降水量以外の気象強制力データ。

Meteorological forcing	Unit	Time resl.	Period	Spatial resl.	Provided by
Short wave radiation	W/m <sup>2</sup>	daily	1960–	0.5deg.	Hirabayashi et al. (2008)
Long wave radiation	W/m <sup>2</sup>	3 hourly			
Specific humidity	kg/kg	daily			
Surface temperature	K	3 hourly			
Atmospheric pressure	Pa	6 hourly	1979–	1.25deg.	JRA25
Wind speed	m/s				

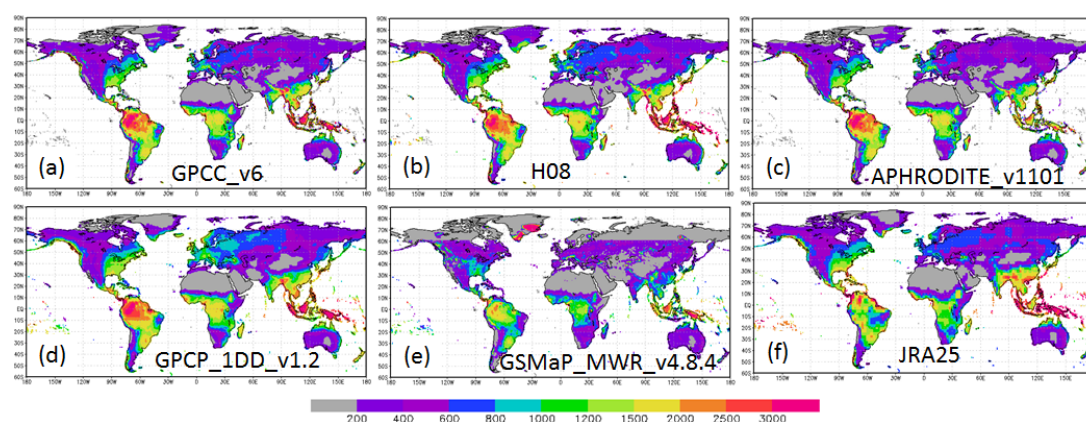


図3.1 各降水プロダクトの年平均降水量の全球分布(mm/yr). (a)はGPCC\_v6, (b)はH08, (c)はAPHRODITE\_v1101(ユーラシア域以外はGPCC), (d)はGPCP\_1DD\_v1.2, (e)はGSMaP\_MWR\_v4.8.4, (f)はJRA25の降水量であり, 1998–2006年の平均値である。

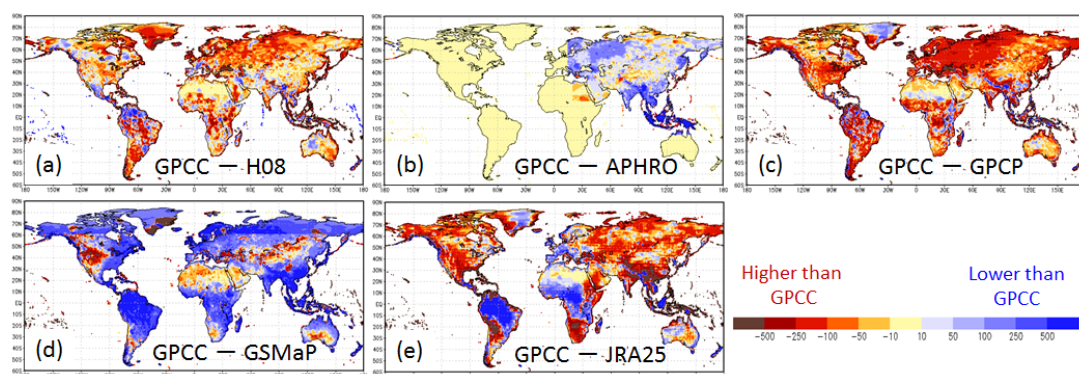


図3.2 各降水プロダクトの年平均降水量の差(mm/yr). (a)はH08, (b)はAPHRODITE\_v1101(ユーラシア域以外はGPCC), (c)はGPCP\_1DD\_v1.2, (d)はGSMaP\_MWR\_v4.8.4, (e)はJRA25の降水量であり, 1998–2006年の平均値である。いずれも, GPCCとの差を示しており, 寒色はGPCCが他のプロダクトと比べて, 年降水量が多い事を意味する。



### 3.2.2 日本域の気象強制力データ

降水量データは、APHRO\_JP\_V1005[Kamiguchi et al., 2010]より作成した。その他の気象強制力データは、AMeDAS 及び地上気象観測のデータからの空間内挿により作成した。ところで、降雪量の観測は、風の影響により捕捉率が大幅に低下することが知られている[Yang et al., 1998]。そこで、気温が臨界温度  $T_c$  を下回り降雪と判断された場合は[近藤, 1994], 横山ら(2003)の式により降雪量を補正する。

$$T_c = 11.01 - 1.5e \quad (3.1)$$

$$CR = 1 / (1 + 0.213 \cdot Ws) \quad (3.2)$$

$$P' = P / CR \quad (3.3)$$

ここに、 $T_c$  は臨界温度(°C),  $e$  は地上の水蒸気圧(hPa),  $CR$  は雪捕捉率(-),  $Ws$  は地上風速( $\text{ms}^{-1}$ )である。 $P$  は補正前,  $P'$  は補正後の降水量( $\text{ms}^{-1}$ )をそれぞれ示す。

## 3.3 陸面パラメータ

### 3.3.1 地表面物理・植生パラメータ

本研究で用いる地表面物理・植生パラメータの元データを表 3.4 にまとめる。地表面パラメータの中でも重要な要素である地表面被覆データは、GLCC\_v2 と MIRCA2000 から作成する。MIRCA2000 からは、統計情報から作成された全球灌漑農地分布[Siebert et al., 2007], 全球天水農地分布, 及び、作物分布情報が得られる(図 3.3)。GLCC から地表面被覆データを一度作成した後、灌漑農地と天水農地の被覆率は MIRCA2000 に一致するように修正される。LAI データは、Ecoclimap[Faroux et al., 2013]からも提供されているが、本研究では衛星観測 NDVI から LAI を算出する。

$$SR = \frac{NIR}{RED} = \left( \frac{1 + NDVI}{1 - NDVI} \right) \quad (3.4)$$

$$FPAR = FPAR_{\min} + \frac{(SR - SR_{\min})(FPAR_{\max} - FPAR_{\min})}{(SR_{\max} - SR_{\min})} \quad (3.5)$$

$$LAI = LAI_{\max} \frac{\log(1 - FPAR)}{\log(1 - FPAR_{\max})} \quad (3.6)$$

ここに、 $SR$  は Simple Ratio と呼ばれ、 $RED$  は可視域における赤領域の反射率(-),  $NIR$  は近赤外領域の反射率(-)である。 $FPAR$  は光合成有効放射吸収率であり、それらの最大・最小値は各植生タイプに対して与えられている[Sellers et al., 1995]。

表3.4 本研究で利用する地表面物理・植生パラメータ.

Parameter	Data	Spatial resl.	Provided by
GLCC v2	Global land cover	30sec $\approx$ 1km	U. S. Geological Survey
GTOPO30	Global elevation	30sec $\approx$ 1km	U. S. Geological Survey
MIRCA2000	Global irrigation and crop map	5min $\approx$ 10km	Portmann et al. (2010)
NDVI	Global 10 day composite NDVI	1km	Spot-Vegetation
Ecoclimap	Global soil and vegetation parameters	30sec $\approx$ 1km	Meteo-France

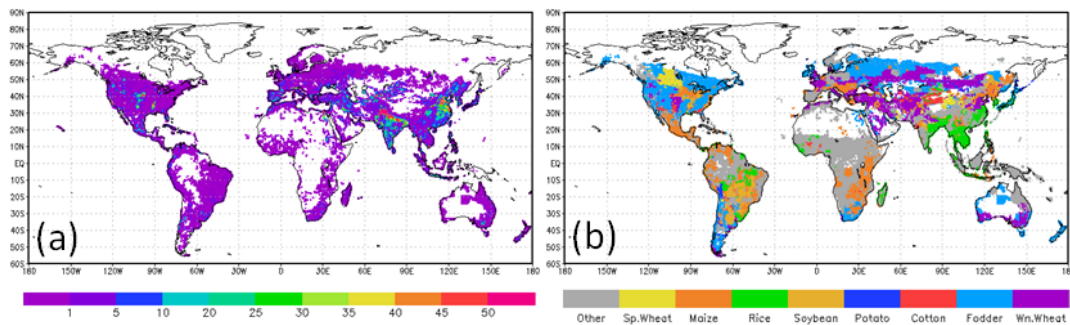


図3.3 MIRCA2000から作成した、(a)全球灌漑面積率(%), 及び、(b)全球作物分布情報.

### 3.3.2 アップスケーリング手法による河道網データの作成

#### (1) 河道網の作成手法

河道網情報は分布型水文モデルにおける重要な構成要素である。最も簡易な方法としては、DEM から流下方向を決定する最急勾配法がある。最急勾配法は、各メッシュの平均標高（若しくは最小標高）を算出し、該当メッシュの周り4方向（若しくは8方向）の中から、最も勾配が急な方向に流下方向を決定する。最急勾配法では起伏の大きな山岳地では十分適用可能であるが、勾配のなだらかになる扇状地に達すると、落水方向の決定が困難になることがある。最急勾配法による落水線の作成には、窪地がしやすいという点もあり、手作業での修正が必要な場合が多い。

高解像度 DEM の整備に伴い、メッシュの落水方向の決定に際して、一段階解像度の高い情報からアップスケーリングする手法が提案されてきた[e.g. Doll et al., 2002a; Yamazaki et al., 2009]. 個々の方法に特徴があるが、基本的な概念は“サブグリッドスケールの情報を活用する”と言う点である。即ち、求めたいメッシュサイズの落水方向の決定に際して、より細かい解像度の情報を活用する方法である。本研究では、既往研究に比べて精度の高い河道網データの開発が主目的ではないため、その基本概念のみを抑えて全球河道網を作成した。

## (2) 全球河道網の作成

河道網データの作成手法概念図を、図 3.4 に示す。本研究では、サブグリッドスケールの流下方向データとして、1km 解像度のデータである Global Drainage Basin Database (GDBD; Masutomi et al., 2009)を用いる。GDBD の 1km グリッドのデータから、それらのグリッドの集水面積(FAM: Flow Accumulation)を計算し、水文モデルの計算メッシュの中で最大の FAM を持つグリッドをメッシュ代表グリッドとする。メッシュ代表グリッドの流下方向をメッシュの流下方向とする。流下方向は 8 方向から決定される。本研究では、まず FAM が 10000km<sup>2</sup>以上のサブグリッド（以下河道グリッド）が存在するメッシュに対して落水方向を決定し、その上で、河道グリッドの存在しないメッシュの落水方向を決定した。この手法では、集水面積の大きい河川の落水方向が優先されて決定されるため、河川における主河道の追跡が可能である。ここまでの手順はプログラムにより自動的に決定されるが、その検証の段階で、明らかな誤りがあると判断されたメッシュに関しては手作業での修正を行った。全自動化での作成が理想ではあるが、既往の研究でも、最終的な手作業修正は必要とされている[e.g. Doll et al., 2002a].

GDBD の流下方向データから作成された、20km 解像度の集水面積図を図 3.5 に示す。作成した全球河道網情報の検証として、本研究で作成した河道網情報から計算される FAM を既存の統計情報と比較した。Global Lakes and Wetlands Database (GLWD; Lehner et al., 2004) から得られる貯水池の集水面積情報、及び、Global Runoff Data Center (GRDC)から得られる河川流量観測点の集水面積情報と比較して、相関係数 0.9894 と統計情報に良く整合することを確認した。

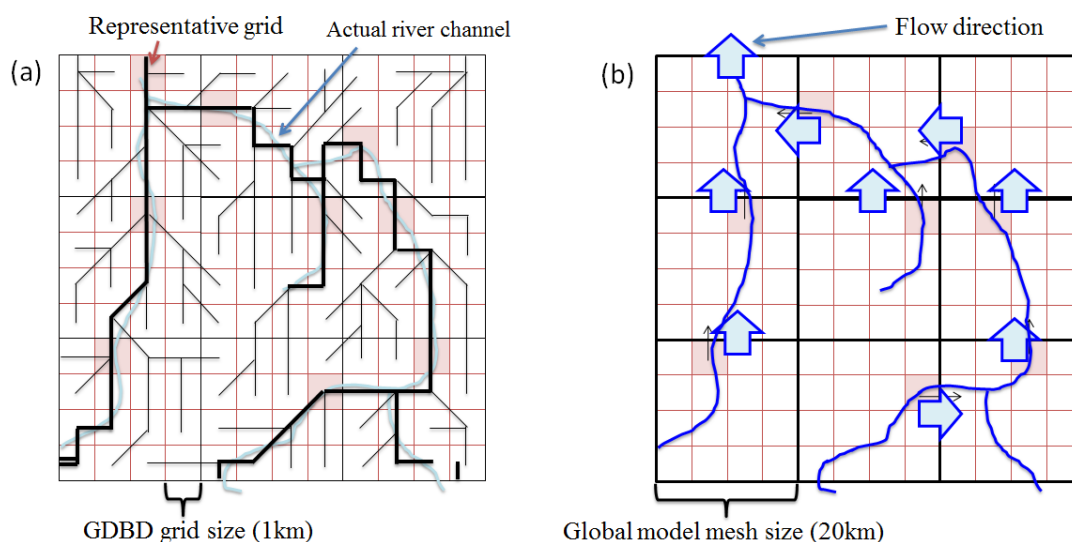


図3.4 河道網データ作成の概念図。(a)サブグリッドスケールFAMを計算し各メッシュの代表グリッドを決定した後で、(b)代表グリッドの流下方向をそのメッシュの流下方向とする。

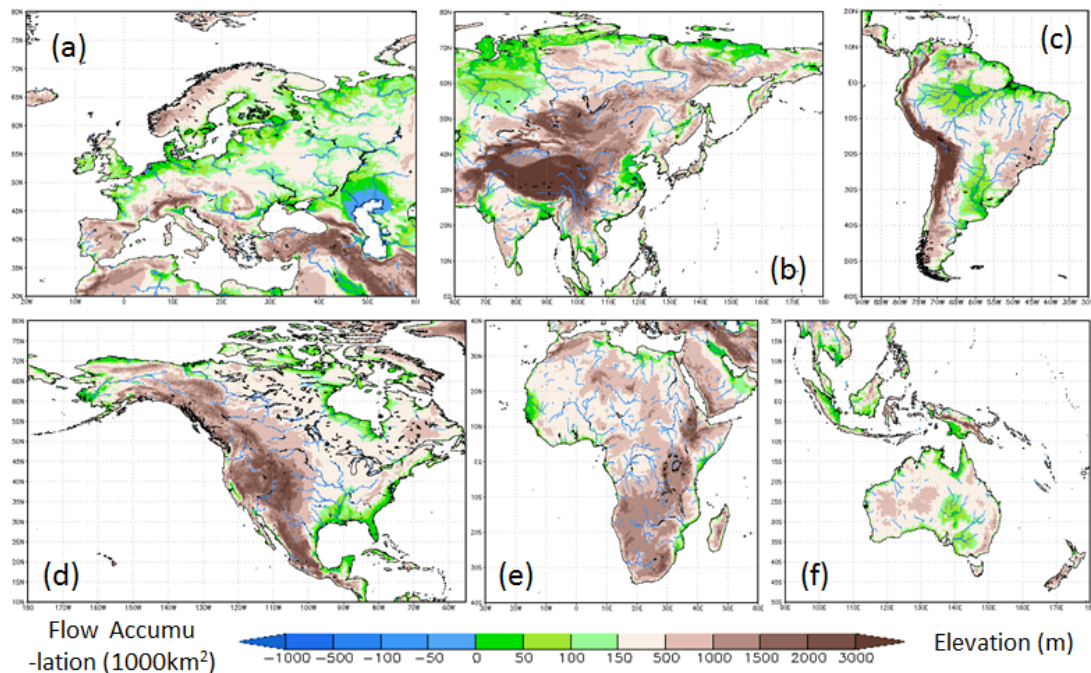


図3.5 作成された各地域の集水面積と標高情報。(a)はヨーロッパ、(b)はアジア、(c)は南米、(d)は北米、(e)はアフリカ、(f)はオセアニアの地図である。負値で示される集水面積情報に関しては、50000km<sup>2</sup>以下の河道については表示していない。

### 3.3.3 衛星観測植生指標を利用した全球農事暦プロダクトの開発

#### (1) 衛星観測 NDVI

本節では農事暦の作成に、正規化植生指数NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) を活用する。植物のクロロフィルは、光合成のために太陽光のうち赤領域の波長を強く吸収し、近赤外領域の波長を強く反射する特徴を有する。その一方で、裸地や岩石に対しては、どちらの領域の波長もほぼ同じ反射率を示す。NDVI はこのような植物の特徴を考慮して作成された指標であり、赤波長と近赤外領域の波長の反射率から算出される。

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (3.7)$$

ここに、*RED* は可視域における赤領域の反射率(-)、*NIR* は近赤外領域の反射率(-)である。植物が活性化していない時期には、裸地や岩石により、*NIR* と *RED* が近い値を取るため、NDVI は 0 に近い値を取る。植物の活性に伴い地表が植生で覆われると、赤領域の波長が吸収され、NDVI は増大する。日本域に於ける 2004 年の NDVI を図 3.6 に示す。図に示されるように、夏季になり地表が植物に覆われて、多くの可視光が光合成のために吸収されると、NDVI が増加する。この NDVI を農地に於いて時系列で追跡することにより、農地の作物生育状態を把握することが可能となる。地表面の植生活性を表す指標としては、他に SAVI (soil

adjusted vegetation index)や EVI (enhanced vegetation index)等もある．本節で説明する農事暦の作成手法は，これらの VI にも適用可能である．

$$SAVI = (1 + L) \frac{NIR - RED}{NIR + RED + L} \quad (3.8)$$

$$EVI = 2.0 \cdot \frac{NIR - RED}{1 + NIR + 6 \cdot RED - 7.5 \cdot BLUE} \quad (3.9)$$

ここに， $BLUE$  は青領域の反射率(-)である．SAVI の計算式中の  $L$  は補正係数で，通常 0.5 が用いられる．

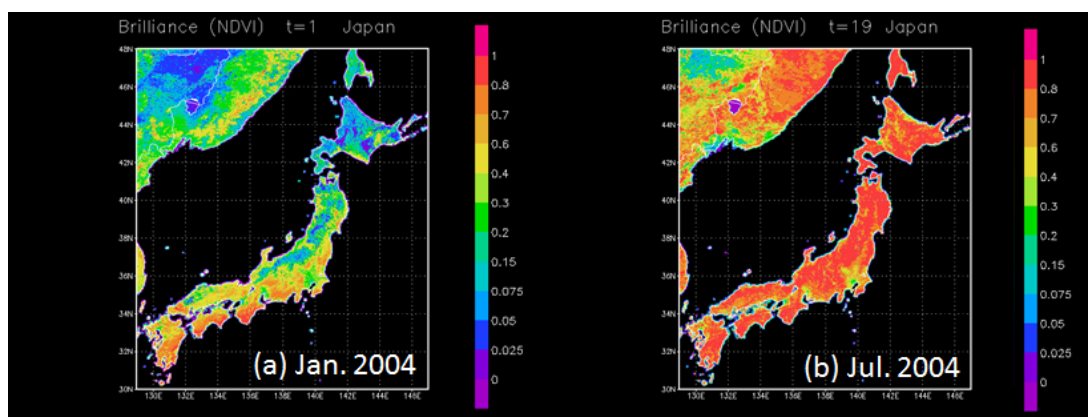


図3.6 日本域に於ける2004年のNDVI. (a)は1月，(b)は7月のNDVIである．

## (2) NDVI を用いた農事暦の推定

### ● 農地 NDVI の抽出

NDVI は，観測時に雲が存在すると大きく低下する．そこで，観測期間中の最大値を与えるコンポジットデータを使用した．本節では，SPOT VEGETATION の提供する 10 日コンポジットデータから，1999 年から 2003 年までの平均値を用いて農事暦を推定した．コンポジットデータを用いても尚，取り除けない雲の影響は，検索範囲を 30 日とした BISE 法[Viovy et al., 1992]で処理した．計算メッシュ  $i$  における植生タイプ  $j$  の  $NDVI_{i,j}$  は，以下の式で計算される．

$$NDVI(t)_{i,j} = \underset{k}{average} \{ NDVI(t)_k | k \in j \} \quad (3.10)$$

ここで，植生タイプ  $j$  の決定には，GLCC からの 1km 土地利用分類情報を用いる．生育期間の決定(図 3.7 上)

農地の NDVI は，植生の生育状況を良く表す指標であるが，その値は農地の耕作密度に依存する．そこで，耕作期間内で NDVI を正規化した  $nNDVI$  を用いて耕作密度の違いを排除した．作物種  $j$  の生育期間を以下の式で決定した．

$$nNDVI(t) = \frac{NDVI(t) - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (3.11)$$

$$t = \begin{pmatrix} t_{s,j} \\ t_{f,j} \end{pmatrix} \quad \text{when} \begin{pmatrix} t \leq t_{\max} \\ t \geq t_{\max} \end{pmatrix} \text{and} \begin{pmatrix} nNDVI(t) = nNDVI_{st,j} \\ nNDVI(t) = nNDVI_{fn,j} \end{pmatrix} \quad (3.12)$$

ここに、 $NDVI_{\max}$  は年最大 NDVI,  $NDVI_{\min}$  は年最小 NDVI,  $t_{\max}$  は nNDVI が最大となる日(d),  $t_{s,j}$  は作物  $j$  の生育開始日(d),  $t_{f,j}$  は作物  $j$  の生育終了日(d),  $nNDVI_{st,j}$  は作物  $j$  の生育開始日 nNDVI(-),  $nNDVI_{fn,j}$  は作物  $j$  の生育終了日 nNDVI(-)である.  $nNDVI_{st}$  と  $nNDVI_{fn}$  は作物別に与えることが可能なパラメータであり, Yorozu et al. (2005)を参考に決定した.

• 生育段階の決定(図 3.7 下)

作物は生育期間の間に、維持する土壌水分量や水深が異なる、複数の生育段階をとる(表 2.5). 生育段階の長さは作物によって異なるため、作物種  $j$  毎の生育段階  $k$  を以下の式で決定した.

$$\sum_{i=1}^n FL_{j,k} = 1 \quad (3.13)$$

$$t = \begin{pmatrix} ST_{j,k} \\ FN_{j,k} \end{pmatrix} \quad \text{when} \begin{pmatrix} t = t_{s,j} + (t_{f,j} - t_{s,j}) \sum_{l=1}^{k-1} FL_{j,l} \\ t = t_{s,j} + (t_{f,j} - t_{s,j}) \sum_{l=1}^k FL_{j,l} \end{pmatrix} \quad (3.14)$$

$$stage_j(t) = k \quad \text{when} (ST_{j,k} \leq t \leq FN_{j,k}) \quad (3.15)$$

ここに、 $FL_{j,k}$  は各生育段階  $k$  の生育期間の全生育期間に対する百分率(-),  $ST_{j,k}$  は各生育段階  $k$  の開始日(d),  $FN_{j,k}$  は各生育段階  $k$  の終了日(d),  $stage_j$  は作物の生育段階(-)であり、添字の  $j$  は作物種を表す. 生育段階の百分率は、表 2.6 に与えられる.

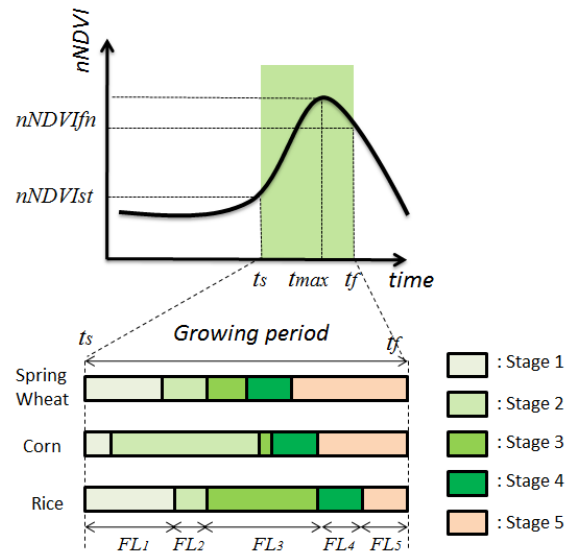


図3.7 各作物の生育ステージ決定概念図. nNDVI時系列より生育期間を決定した後(上図), 作物別に5段階の生育ステージを決定する(下図).



全球で作成された農地の農事暦（図3.8）は、北半球や南半球の季節の違いが反映していることが分かる。例えば9月は、北半球では生育ステージが高く収穫の時期に近く、南半球では生育ステージが低く播種の時期に近いことが分かる。なお、各グリッドの代表的な作物については、統計ベースの作物分布情報、MIRCA2000 [Portmann et al., 2010]を用いて決定している。

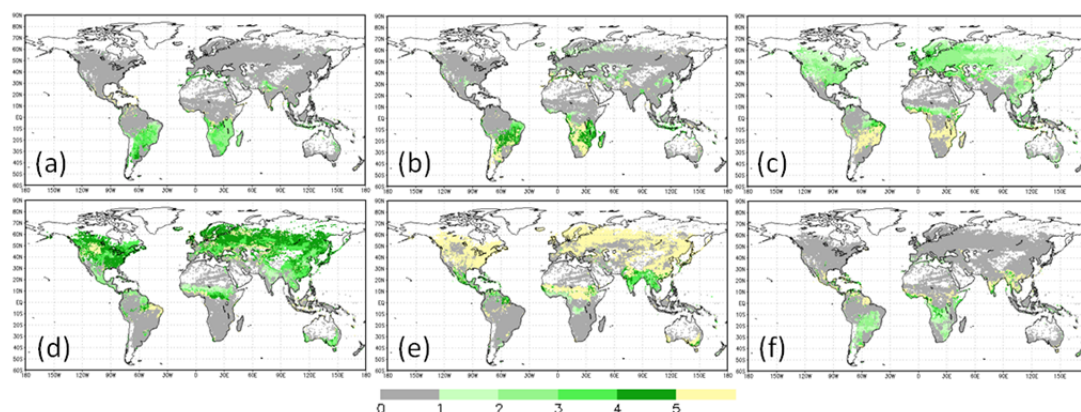
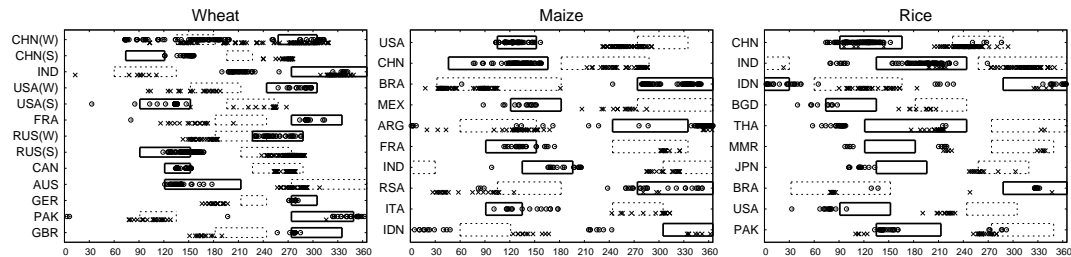


図3.8 灌漑農地の生育段階の全球分布((a)1月,(b)3月,(c)5月,(d)7月,(e)9月,及び(f)11月)。  
灰色は生育ステージ0を意味し、耕作が行われていない期間となる。

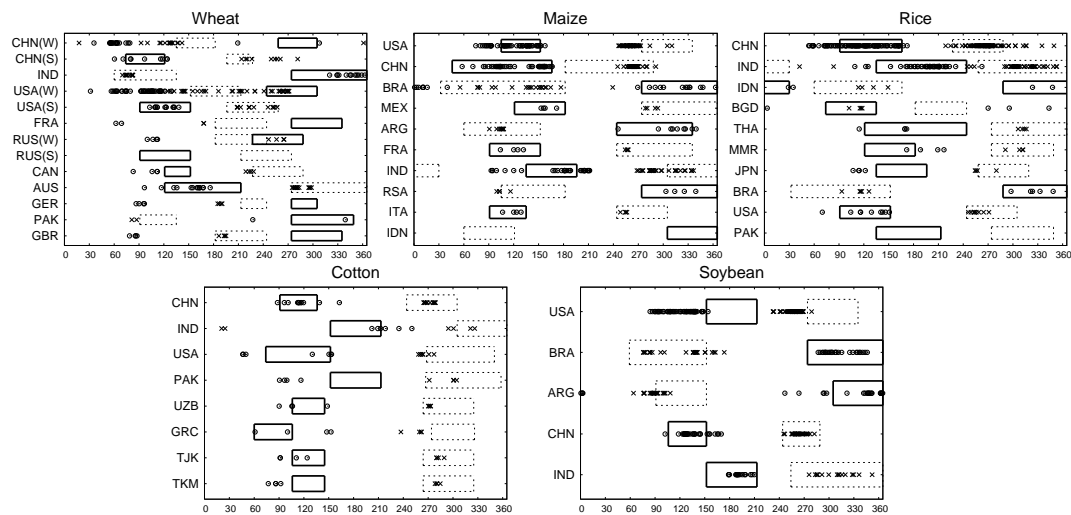
#### (3) 作成した農事暦の検証

提案した農事暦作成手法を検証する。全球スケールで農事暦を推定する他の手法として、作物生育モデルを利用する方法がある。例えば、Hanasaki et al. (2008b) は、気温・短波放射等の強制力から決定される作物収量が、最大化されるように農事暦を決定している。統計ベースの農事暦プロダクト World Agricultural Outlook Board of the U. S. Department of Agriculture (1994; 以後 WAOB1994)を、本研究で作成した農事暦、および、Hanasaki et al.(2008b)と比較し、検証した。作付種目は、国・州単位で各作物の耕作面積率情報が得られる、MIRCA2000 [Portmann et al., 2010]を用いて決定した。例えば小麦は、MIRCA2000で小麦の耕作面積率が最も高く、かつ25%以上であるといったメッシュを用いて農事暦を検証した。NDVIには、他の作物のフェノロジーが混じるものの、最も耕作面積率の高い作物のフェノロジーがNDVIに反映される。主要国の解析結果をWAOB1994と比較した(図3.9)。WAOB1994の播種期間は実線、収穫期間は破線で示される。丸印は計算した播種日、×印は計算した収穫日である。本研究で解析したトウモロコシ・米の農事暦は、Hanasaki et al.(2008b)と同様に、統計値と良く整合する。しかし小麦の農事暦は、フランス・イギリス・ドイツ等で、特に播種日で顕著なずれを有している。原因は、冬小麦の耕作期間中に農地が雪で覆われ、一時的にNDVIが低下するためだと考えられる。本研究の手法は、耕作期間のNDVIの増加を仮定しており、雪で覆われる影響は考慮していない。一方で、耕作期間中に雪で覆われない温暖な地域の冬小麦（インド・オーストラリア等）や、春小麦の栽培地域は、統計値に整合的である。本研究で用いる農事暦は、灌漑期を知ることが目的である。

栽培中に雪で覆われる期間は灌漑を要しないため、灌漑期を知るための農事暦としては十分である。今回決定した農事暦は、このような地域では播種日ではなく、成長開始期を表すと考えるのが妥当である。



(a) Hanasaki et al. (2008b) – WAOB1994



(b) This study – WAOB(1994)

図3.9 農事暦と統計データ(WAOB1994)との比較。実線枠は統計播種期、破線枠は統計収穫期、丸印は解析播種日、×印は解析収穫期である。(a)では、Hanasaki et al. (2008b)と統計との比較、(b)では本研究と統計との比較を示している。横軸は期間を表しており、印が枠内に入っていた場合は、統計情報と一致した農事暦が作成されていることになる。

#### (4) 衛星データを利用した農事暦作成手法の優位点

光学センサーによる分光反射情報から計算される植生指標は、作物生育の状態をより現実的に捉えることが可能である。そのため、衛星データを用いる農事暦作成手法は、実際の農事暦を大きくは逸脱しないという利点を持つ。主要国中で作成された農事暦のWAOB94への適合率と(表 3.5a)、±30 日誤差までを許容した場合の適合率(表 3.5b)を計算した。±30 日誤差までを許容した場合の適合率(表 3.5b)では、全ての作物で適合率が非常に高く、現実の農事暦を大きく逸脱しないという利点を裏付けている。加えて、実際に耕作されたか否かを各年で判断できる点も大きな強みである。農地 NDVI の年最大値(以下



### 第3章 地表面データセットの作成

NDVI<sub>max</sub>）が平年よりも著しく低い場合は、その年に耕作されなかったと判断できる。2000年、2002年におけるNDVI<sub>max</sub>を、1999年から2009年までのNDVI<sub>max</sub>平均値からの偏差として示す（図3.10）。緑の地域は、平年よりもNDVI<sub>max</sub>が高く、褐色の地域は平年よりも低い。2000年における中国や、2002年におけるアメリカ、インド、オーストラリアは、平年よりも著しくNDVI<sub>max</sub>が低いことが分かる。各国のNDVI<sub>max</sub>の偏差と、FAOから得た穀物単収の経年変化を比較した（図3.11）。実線が単収の推移、破線がNDVI<sub>max</sub>偏差の推移である。単収の増減とNDVI<sub>max</sub>の増減には、同様の関係が見られる。特にオーストラリアでは、NDVI<sub>max</sub>の低下と単収の低下年度が一致していることが分かる。灌漑農地の水収支を計算する際、実際に灌漑された否かの判断は困難である。しかしNDVIが実際に上昇していれば、灌漑によって水供給がなされたと考えることができる。逆に、灌漑農地であっても、NDVIが成長せずNDVI<sub>max</sub>が低い場合は、耕作されていないか、灌漑されていないと判断できる。

表3.5 本研究とHanasaki et al. (2008b)で作成された農事暦の(a) WAOB94への適合率(%). (b) は(b)±30日誤差まで許容した場合の適合率(% )である。

Crop	(a) relevance ratio [%]				(b) relevance ratio allowing error of ±30days [%]			
	This study		Hanasaki (2008b)		This study		Hanasaki (2008b)	
	Plant	Harvest	Plant	Harvest	Plant	Harvest	Plant	Harvest
Wheat	86	86	60	46	98	96	79	75
Wheat(snow)	0	23			5	70		
Maize	76	56	76	61	97	98	92	90
Rice	76	88	71	72	93	96	88	84
Soybean	52	50	–	–	80	96	–	–
Cotton	46	71	–	–	84	98	–	–

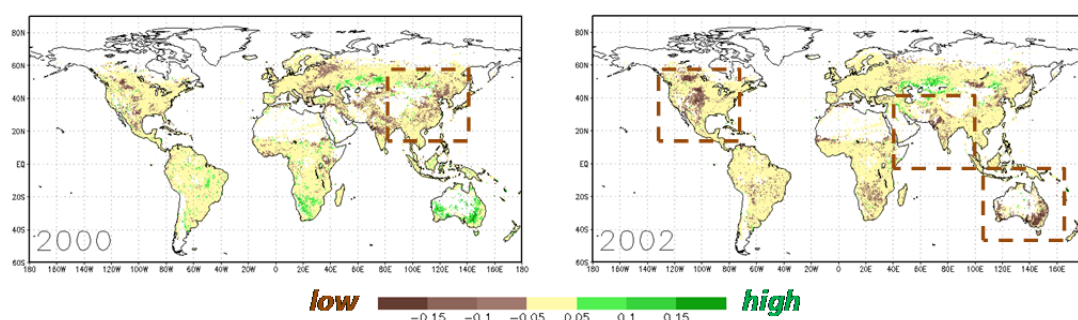


図3.10 2000年、2002年の年最大NDVIの平年からの偏差。図中の破線地域は、著しく年最大NDVIが低下している地域である。

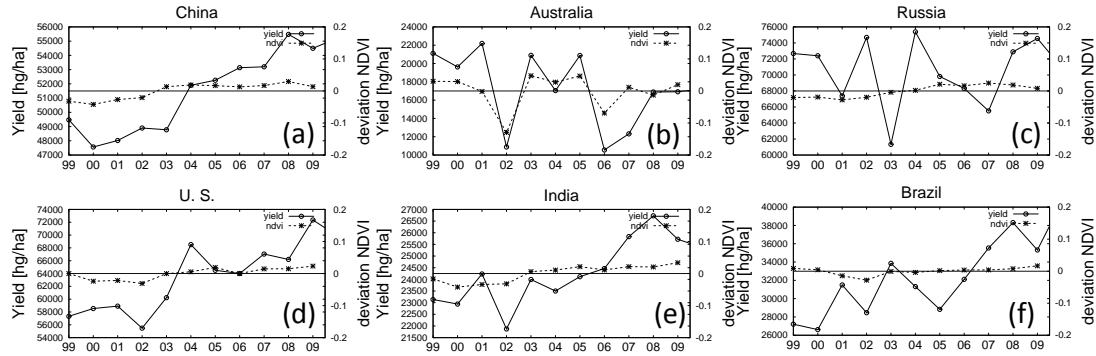


図3.11 NDVI年最大値の平年からの偏差（破線）と穀物単収（実線，hg/ha）の推移。1999–2009年のデータを示しており，(a) 中国，(b) オーストラリア，(c) ロシア，(d) アメリカ，(e) インド，及び，(f) ブラジルにおけるNDVIと穀物単収である。

#### (5) 農事暦の高精度化

2 点の試みにより，作成する全球農事暦の高精度化を図る。1 点目は，NDVI に加えて，SAVI, EVI を使用し，使用する植生指標によって，作成する農事暦の精度が向上するか否かを確認する。SAVI は背景土壌の違いを除去する事に主眼がある。EVI は *BLUE* が大気中の煙や霧に感度が高い事を利用し，*RED* の減衰を *BLUE* で補正している(日本リモートセンシング学会, 2011)。2 点目は，生育期間の開始と終了を決定するパラメータを，全球作物分布情報 MIRCA2000 を用いて決定し，精度の向上を試みる。ここでも，先ほどの *nNDVI* の様に，SAVI, EVI に対して正規化された植生指標を用いる。なお，これ以後で記述する VI は，NDVI, EVI, SAVI の総称であり，いずれの VI にも適用可能である。

$$nVI(i) = \frac{VI(i) - VI_{tail}}{VI_{max} - VI_{tail}} \quad (3.16)$$

$$VI_{tail} = \min(VI_{min}, VI_{thresh}) \quad (3.17)$$

ここに，*nVI* は正規化植生指標(-)であり，最大 1 の値をとる。*VI<sub>max</sub>* と *VI<sub>min</sub>* は年最大と年最少 *VI*(-)。*VI<sub>thresh</sub>* は設定した *VI* の下限値であり，NDVI の場合は 0.2, SAVI と EVI の場合は 0.1 とした。ここで新たに下限値を導入した理由は，雪で覆われる，または，雲の影響で大幅に *VI* が下がるデータの影響を極力排除するためである。

本研究で扱う 6 作物について *nVI<sub>lst</sub>* と *nVI<sub>fn</sub>* を推定する。播種期，収穫期についてそれぞれ，パラメータを 0 から 1 まで移動させ，MIRCA2000 に対する全球の error 平均値が最も小さくなる値を *nVI<sub>lst</sub>* と *nVI<sub>fn</sub>* とする。本研究で推定した 6 作物の耕作期決定パラメータと Yorozu et al. (2005) の提案値を表 3.6 に示す。最終的に灌漑モデルの入力となる農事暦データを作成しているため，世界で灌漑されている，冬小麦，春小麦，トウモロコシ，稲，大豆，綿花の推定値を示している。

表3.6 本研究で推定した6作物の耕作期決定パラメータとYorozu et al. (2005)の提案値. 世界で灌漑されている, 冬小麦, 春小麦, トウモロコシ, 稲, 大豆, 綿花の値を示している. パラメータは, NDVI, EVI, SAVIに対してそれぞれ推定された.

Crop type	This Study						Yorozu (2005)	
	NDVI		EVI		SAVI		NDVI	
	<i>nNDVlst</i>	<i>nNDVlfn</i>	<i>nEVlst</i>	<i>nEVlfn</i>	<i>nSAVlst</i>	<i>nSAVlfn</i>	<i>nNDVlst</i>	<i>nNDVlfn</i>
Win. wheat	0.24	0.44	0.21	0.34	0.23	0.42	0.3	0.7
Spr. wheat	0.21	0.56	0.20	0.68	0.16	0.62		
Maize	0.23	0.59	0.3	0.51	0.23	0.46		
Rice	0.26	0.69	0.28	0.56	0.27	0.59		
Soybean	0.21	0.39	0.22	0.34	0.15	0.33		
Cotton	0.20	0.35	0.23	0.33	0.25	0.3		

各VIと推定したパラメータから作成した農事暦を先ほどと同じくWAOB1994と比較する. 本研究で3つのVIを用いて作成した農事暦と, Yorozu et al. (2005)のパラメータとNDVIを用いた場合の農事暦, Hanasaki et al. (2008b)で作成された農事暦の, 各作物主要国でのWAOB1994への適合率を表3.7に示す. 緑ラベルは, 播種期と収穫期の適合率が高かった手法を示している. ここで, 適合率の高かった手法とは, 適合率の合計が最も高い手法と, それからの差が10%以内の手法である. なお, 表3.7におけるYorozu et al. (2005)の結果が表3.5と異なるのは, 正規化の計算に新たに下限値  $VI_{thresh}$  を設けている為である.

本研究で新たに試みたEVI, SAVIとNDVIの結果を比較すると, 総じて各VIの適合率の差は小さく, 綿花以外はほぼ同程度の適合率であることが分かる. 差が小さかったのは, 本手法ではVIの違いがそれほど重要ではないか, 若しくは, VIのミクセル問題や地表面被覆の不確実性が, 各VIの違いに比してより顕著であった理由が考えられる.

本研究でNDVIにより推定した結果と, Yorozu et al. (2005)パラメータを用いた結果を比較すると, 春小麦・トウモロコシ・稲の適合率は同程度であることが分かる. 一方で, 大豆と綿花の農事暦には改善が認められる. 表3.6に示した様に, 大豆と綿花は, 推定した*nNDVlst*と*nNDVlfn*がYorozu et al.と大きく異なっている. MIRCA2000を用いて両パラメータを同定することにより, 綿花・大豆の農事暦は改善したと考えられる. 一方で, 春小麦・トウモロコシ・稲のパラメータは, Yorozu et al.からの差が小さく, 作成した農事暦の適合率も大きな変化が無かったといえる.

VIで推定した結果とHanasaki et al. (2008b)により推定した結果を比較すると, 冬小麦でVIの適合率が非常に悪い. これは, 既に指摘した様に, 雪解け後の*nVI*の立ち上がり期を耕作開始時期と判断してしまうためである. 一方で, 春小麦・稲については, 同程度以上の結果を得ている. ただし, 結果の悪かった冬小麦についても, 実際に灌漑を要するのは農地を覆う雪が解けた後であるため, 灌漑期を知る上での農事暦としては活用可能であると

考えられる。冬小麦における収穫期の精度が悪いのは、 $nVI$  を決定する際の  $VI_{min}$  が雪で覆われるか否かで大きく異なるためだと考えられる。その影響を極力取り除くため、本研究では下限値として  $VI_{thresh}$  を設定していた。冬小麦の農事暦については、今後更に改善を図る必要がある。

表3.7 本研究で作成した農事暦と既往研究で作成された農事暦のWAOB1994への適合率(%). 各作物主要国での結果である。緑ラベルは、播種期(Plant)と収穫期(Harvest)の適合率が高かった手法を示している(適合率の合計が最も高い手法と、それからの差が10%以内の手法)。

Crop type	This Study						Yorozu (2005)		Hanasaki (2008b)	
	NDVI		EVI		SAVI		NDVI		Crop model	
	Plant	Harve.	Plant	Harve.	Plant	Harve.	Plant	Harve.	Plant	Harve.
Win. wheat	9.	29.	2.	18.	3.	26.	7.	29.	61.	40.
Spr. wheat	93.	86.	78.	89.	82.	77.	91.	95.	60.	51.
Maize	79.	46.	80.	54.	79.	52.	78.	42.	76.	61.
Rice	78.	92.	81.	87.	82.	89.	82.	91.	71.	72.
Soybean	47.	62.	52.	55.	49.	61.	43.	42.		
Cotton	75.	100	71.	88.	56.	82.	45.	75.		

#### (6) 今後の改善可能性

植生指標から作成する農事暦の課題を2点挙げる。1点目は、既に指摘した冬作物の農事暦決定方法である。2点目は、トウモロコシや大豆の適合率の様に、夏季作であっても統計データへの適合率が悪い作物農事暦についても改善を図る必要がある。

特に後者は、ミクセル問題や地表面被覆データの不確実性に依るところが大きいと考えられる。最近の比較研究では、グリッドごとの土地被覆の一致度は60%程度とされている[Herold et al., 2008]。計算グリッドの平均農地VIを算出する際の地表面被覆の不確実性については、1km解像度の地表面被覆データをより多く使用することにより低減可能であると考えられる。一方で、ミクセル問題については有効な解決方法は見当たらない。

どちらの課題に対しても有効な一つの方法として、衛星観測VIと作物生育モデルの併用が考えられる。これは、地表面の植生成長を時系列の変化として捉えるというVIの利点と、作物成長が気象条件に依存するという作物生育モデルの利点の双方を利用する、といった考えに基づく。特に、作物生育モデルの最大の弱点である播種期の決定に対して、衛星観測VIの活用は有効である。本研究で行った、MIRCA2000を用いた耕作期決定パラメータの推定は、最初に挙げた3手法のうち、統計手法と衛星手法の双利用とも言える。今後は、作物生育モデルの長所も活かした上で、3手法の利点を併せ持つ農事暦の作成手法を開発していく必要がある。

## 3.4 結論

本章では第 2 章で提案したモデルによる数値計算を実行するための、地表面データセットについて説明した。地表面データセットの作成手法や、その元データの特徴を記述し、既往研究との比較を通して、以下の主要な成果を得た。

- 1) 地上観測、衛星観測、再解析計算により提供される降水量プロダクトを比較した。地上観測を元に整備されたプロダクト間であっても、東南アジア等で 500mm/yr 以上の降水量の差があることを示した。グローバルプロダクトを利用する場合には、降水量プロダクトが持つ不確実性について留意する必要がある。
- 2) アップスケーリング手法により、1km 解像度の流下方向データから全球 20km の河道網データを作成した。作成した河道網により計算される河川流量観測点の集水面積は、GRDC や GLWD から得られる統計値に良く整合することを示した。
- 3) 衛星データを活用し、米、春小麦、冬小麦、綿花、トウモロコシ、大豆の、全球農事暦を作成した。作成された農事暦は、冬季に雪で覆われる地域を除いて統計データ (WA0B94) に適合する結果を得た。
- 4) 本研究で作成した農事暦プロダクトと、既往の作物生育モデルにより作成された農事暦を比較した。衛星情報を利用した本研究の農事暦プロダクトは、実際の農事暦を大きくは逸脱しないという利点を持つことを示した。

## 第 4 章

### モデルの検証及び人間活動が水循環に与える影響推計

#### Validations of the Model and Estimations of Anthropogenic Impacts on Water Cycles

##### Abstract

In recent years, rapid growths of the world population and economy have increased anthropogenic impacts on global water cycles. The aim of this study is to validate the integrated water resources model and estimate anthropogenic impacts on water cycle using the model. Through performing in-land water cycle simulation globally from 1994 to 2003, the author has reached to following conclusions: (1) Simulated annual runoffs agree well with observed data in humid areas. On the other hand, simulated runoffs are higher than observation in arid areas. The simulation with the reservoir operation model agrees recorded river discharge better in many stations than the model without the operations. Reservoir operations have a strong impact on river discharge compared to intakes for irrigated croplands. (2) Estimated annual irrigation water demands correspond to statistical data in many countries, suggesting that irrigation water requirements are simulated well using the irrigation model. The estimated vapor supply differs by 40% between estimation with and without irrigations on large scale irrigation fields. The vapor supply estimated with irrigation agrees well with estimated vapor supply from atmospheric water balance on irrigated fields in north China and United States, suggesting that land surface models including irrigation reproduce vapor supply better than with the models including no irrigation. The result demonstrates that atmospheric conditions in global and regional climate models can be improved by adding irrigation process into their land surface modeling.

The author has also analyzed river discharge, rice yields, and water stresses in entire Japan using observed meteorological data during 1994–2003. The main findings are as follows: (3) Simulated rice heading date, harvesting date, and yield agreed with the prefectural statistical data. (4) Estimated river discharges showed good agreement with observed stream flow records in 19 class A rivers, with no parameter calibrations. The simulated data for river discharges were improved using a dam operation module and by correction for snowfall data. (5) Water stresses in Japanese river basins were computed by calculating the cumulative withdrawal to demand ratio (CWD). Calculated values showed good agreement with a statistical drought map, suggesting that the CWD reflects actual water shortages in Japanese basins.

## 4.1 序論

### 4.1.1 研究の背景

淡水供給システムとしての陸域水循環システムは、非常に重要なプロセスであり[Oki et al., 2006], 増加する水需要を満たす水資源管理を行う上で、陸域水循環プロセスへの理解と把握が求められる[e.g. Savenije et al., 2008]. 人類の経済発展や人口増加に伴い、農業生産活動を含めた人間活動は、水循環プロセスに大きな影響を与えるようになってきた。陸域水循環システムを理解する上で、これらの人間活動の影響を考慮することは必要不可欠である。近年は、気象データ、土地利用情報、地下水量等のデータやプロダクトが全球で整備、公開されつつあり、自然現象や人間活動の影響を全球で理解しようと動きが強まっている。本研究では、開発した統合水資源モデルにより、人間活動を含めた陸域水循環を記述する。一般に、数値モデルには、地理特性や気候特性を表すモデル固有のパラメータが存在し、解析結果を観測値に整合させるために、それらを調整するといった作業が行われる。こういった作業は、パラメータ・チューニングやキャリブレーションと呼ばれる。最終的には、そういったパラメータは何らかの入力データにより決定し、キャリブレーションを要しないモデルを開発することが理想的である。本研究では、全球・日本域といった広域スケールで解析を行い、開発した統合水資源モデルを構成するサブモデルのパフォーマンスを確認する。解析値が観測・統計値に整合しない場合には、その原因をモデル、入力パラメータ、気象強制力のいずれにあるのかも論じていく。

### 4.1.2 既往の研究と本章の目的

計算機の発達に伴い、全球スケールの陸域水循環解析は数多く報告されている。ここでは、本研究で扱う人間活動として、灌漑活動と貯水池操作が水循環に与える影響について論じた既往の研究と本研究との違いについてまとめる。

#### (1) 灌漑が水循環に与える影響を論じた既往の研究

全球規模で農業水需要量の統計データを公開している機関は非常に少ない。FAO が提供している統計データ AQUASTAT は、数少ない農業水統計を公開している機関の1つであるが、国総量のデータが年単位で得られるのみである。灌漑農地における農業水需要量を把握することは重要であり、特に気候変動が大きな問題となっている現在、農業水需要量を物理的に推定する手法を確立することが重要であろう。その様な背景のもと、世界の農業水需要量を推定する研究が行われてきた[e.g. FAO, 2005; Doll et al., 2002b; Hanasaki et al., 2008b; Pokhrel et al. 2012a]. 灌漑農地は大気に対して陸面境界条件を与える陸面過程の一部としても注目されてきている。灌漑により増加する土壌水分は蒸発散量を強化させ、地表面の水・エネルギーバランスを変化させると考えられる。既に、土壌水分は地表面フラ

ックスの配分を決定する重要な役割を担い、大気・地表面間のエネルギー・水収支を通して、気候形成やその変動に寄与することが知られている。例えば、Koster et al. (2004)は、特に乾燥・湿潤遷移地域に於いて地表面状態が夏季降水に影響を及ぼすことを、GCM による数値実験に於いて指摘した。FAO によれば、現在世界の農用地面積は 1300 万 km<sup>2</sup> を超えている。農用地面積の約 2 割を占める灌漑農地が、大気陸面相互作用に与える影響についても評価する必要がある。実際に灌漑による土壌水分量の増加を GCM に組み込み、降水量の増加や気温、モンスーンに対して与える影響を評価した研究も行われている (e.g. Saeed et al., 2009)。加えて近年では、灌漑用水が用途の多くを占める非循環系地下水からの取水と、海面上昇との関係について議論した研究も報告されている [Pokhrel et al., 2012b]。本研究では、灌漑要求水量を解析して検証すると共に、陸面過程解析に於いて灌漑あり・灌漑なしのオフライン感度実験を行い、灌漑の考慮により大気側への水蒸気供給量の再現性が向上するかを議論する。大気水収支法を用いて大気場からみた水蒸気供給量を推定し、陸面過程のオフライン感度実験出力値と比較する。比較を通じて、灌漑による水蒸気供給増量が、総供給量に占める割合を算定する。

## (2) 貯水池が水循環に与える影響を論じた既往の研究

川システムを考える上で、貯水池の存在は無視しえない。地球上の河道に貯留されている水量は 1200km<sup>3</sup> と算定されているのに対し、現在世界の貯水池の総貯留量はその 7 倍の 8400km<sup>3</sup> である [Vorosmarty et al., 1997]。河その様な背景から河川流量を解析する際に貯水池モデルを考慮し、その影響を評価する研究が行われてきた。Hanasaki et al. は、全球河川流量解析に於いて、貯水容量が 1.0 km<sup>3</sup> 以上の貯水池 593 基に貯水池操作モデル ROM を適用し、河川流量に貯水池操作が与える影響を推計した [Hanasaki et al., 2006]。Lehner et al. は、全球貯水池データベース GRand [Lehner et al., 2011a] に含まれる 6862 基、総貯水量 6197 km<sup>3</sup> の貯水池を扱い、全球 1km 解像度の河道網上で、貯水池による河川流量への影響度合を評価している [Lehner et al., 2011b]。より大局的な研究としては、貯水池による大量の水貯留が地球の重力場や自転に与える影響については古くから論じられてきた [e.g. Chao, 2012]。また、Pokhrel et al. は世界の貯水池の貯留効果と非循環系地下水からの取水効果が、観測される海面上昇量の、これまで不明であった部分を説明できると指摘している [Pokhrel et al., 2012b]。本研究では、貯水池有り・無しの感度実験を行い、全球の流量観測点に於いて、貯水池モデルを考慮により解析流量の再現性が向上するかを議論する。

## (3) 本章の目的

本章では、第 2 章で提案した統合水資源モデルを用いて再現解析を行い、統合水資源モデルを構成する各サブモデルのパフォーマンスを評価する。加えて、灌漑モデル、貯水池操作モデルの感度実験を行い、人間活動が水循環に与える影響を推計する。具体的には、



精度が高いと考えられる統計ベースの降水量プロダクトと、再解析気象強制力データを入力に全球、及び、日本域に於いて陸域水循環解析を行い、以下の点を明らかにする。

- 世界、及び、日本の河川で観測される流量と解析流量を比較し、モデルが出力する流出量と流量季節性の再現性を検証する。現状の計算で精度良く河川流量を再現できない地域があれば、その原因について議論する。加えて、貯水池モデルの有り・無し、灌漑取水の有り・無しの感度実験を行い、貯水池操作や灌漑取水が河川流量に与える影響を評価する。
- 灌漑モデルを用いて世界の灌漑要求水量を算出し、各国の灌漑取水データと比較し、灌漑要求水量の解析精度を検証する。加えて、作物により異なる水消費特性について議論する。加えて、灌漑の有り・無しの感度実験から算出される水蒸気供給量を、大気水収支法から算出される水蒸気供給量と比較し、灌漑活動が陸面の水蒸気供給に与える影響を評価する。
- 日本域に於いて、河川流量、米収量、水ストレス（水需給－供給のバランス）を解析し、観測値や統計値に整合する結果を得られるか否かを確認する。

## 4.2 全球陸域水循環解析

### 4.2.1 全球河川流量解析

#### (1) 計算設定

1994 年から 2003 年までの 10 年間の全球河川流量解析を行った。降水量データには、ユーラシア大陸域には APHRODITE を、その他の地域には GPCC を用いた。モデルの空間解像度は 20km である。解析流量は、GRDC より提供される全球河川の河川流量と比較する。GRDC から提供される流量観測点のうち、集水面積が 100,000km<sup>2</sup> 以上であり、河道網データから計算される集水面積誤差が 20%以内である観測点を検証地点とした。GRDC から得られるデータは、その期間が一定ではなく、全ての期間でデータを得られる訳ではない。そのため、10 年以上のデータが得られる観測点を選び、解析河川流量と観測河川流量の気候値を比較する。陸面過程と河道流下モデルの結合方法は、SiBUC-kinematic wave 結合とした。

#### (2) 全球流出量

モデルが持つ特徴を把握するために、各集水域の蒸発率(Erate)を指標とした。蒸発散量及び、流出量バイアス (BIAS) は以下の式で定義した。

$$E_{obs} = P_{obs} - Roff_{obs} / Area \quad (4.1)$$

$$Erate = E_{obs} / P_{obs} \quad (4.2)$$

$$BIAS = \frac{Roff_{sim} - Roff_{obs}}{Roff_{obs}} \quad (4.3)$$

ここに、 $E$  は観測地点集水域の年蒸発散量(m),  $P$  は観測地点集水域の年降水量(m),  $Roff$  は観測地点の年流出高(m),  $Area$  は観測地点の集水面積(m<sup>2</sup>)であり、添字の  $sim$  は解析値,  $obs$  は観測値を示す。

観測地点集水域の蒸発率と BIAS のプロットを示す (図 4.1)。蒸発率が 1 に近いほど乾燥した流域を示し、BIAS が高い傾向にある。BIAS が 1 を超える地点は、解析流出量が観測流出量の 2 倍以上の大きな誤差を持つ。原因の一つとして、乾燥地域の雨量観測密度の低さが挙げられる。GPCC 及び APHRDITE のデータから、検証点集水域の雨量観測密度を計算したところ、BIAS が 1 を超える検証点は全て、1,000km<sup>2</sup> 当たりの雨量観測点が 1 点以下であった。雨量観測密度の低さが雨量データの精度低下をもたらし、BIAS が大きくなったと考えられる。一方で、1,000km<sup>2</sup> 当たりの雨量観測点が 2 点以上ある検証点では BIAS が ±30% 以内であり、観測密度が精度に直結していることが分かる。今後、蒸発率の高い乾燥域では、流域独自の雨量データを収集し、検証していく必要がある。

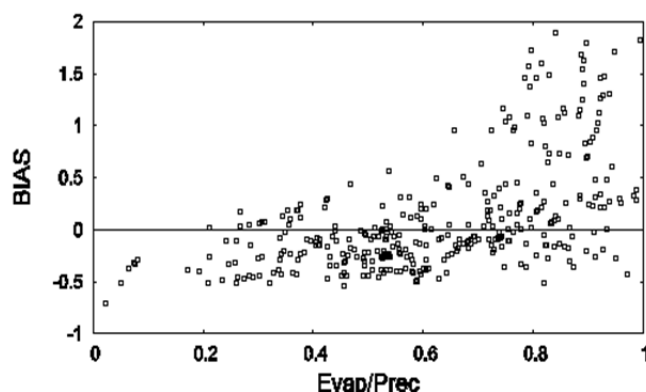


図 4.1 観測集水域の蒸発率( $Erate=Evap/Prec$ )と年流出量バイアス(BIAS)の関係

モデルが出力する全球流出量について、既往研究 (Baumgartner et al., 1975; Fekete et al., 1999; Doll et al., 2003; 花崎, 2007) と比較した (表 4.1)。全球流出量の推定は数多く行われおり、年間の流出量は 36,000 km<sup>3</sup>/yr から 44,000 km<sup>3</sup>/yr の間と推定されている[Doll et al. 2003]。本研究で解析した全球流出量 33,601 km<sup>3</sup>/yr は、既往の研究と比較して過小であるが、降水量が他の研究よりも過小であるのが主な原因と考えられる。解析された全球流出率を Baumgartner et al. (1975) の降水量 11,000km<sup>3</sup>/yr に乗ずると、37,348 km<sup>3</sup>/yr と妥当な値となる。実際には、降水量の増加は、湿潤域を中心に流出率の増加をもたらすため、流出量はより大きくなる。今後、他の研究グループと同一の強制力データを用いて解析し、モデル出力の違いを考察していく必要がある。

表 4.1 全球流出量推定の比較

	This study	Baumgartner et al. (1975)	Doll et al. (2003)	Fekete et al.(1999)	花崎ら (2007)
period	1994–2003	気候値	1961–1990	–	1986–1995
Prec (km <sup>3</sup> /yr)	99,863	111,000	–	–	108,000
Evap (km <sup>3</sup> /yr)	66,262	71,000	–	–	62,000
Roff (km <sup>3</sup> /yr)	33,601	40,000	36,687	39,476	46,000

ただし、Precは降水量、Evapは蒸発散量、Roffは流出量である。

### (3) 河川流量の季節変化

河川流量の季節変化再現性を検証した。河川流量の季節変化は、貯水池により大きく影響されるため、貯水池ありの解析(damin)と貯水池なしの解析(nodam)を行った。世界の主要河川の流量変動を、ダム無し解析（点線）、ダムあり解析（黒丸実線）、観測流量（×印線）として示す（図 4.2）。貯水池を考慮した結果、ダムの下流にあたる観測点では、ピーク月流量のカットや、低水期の流量増加が確認できる。ダムを考慮した場合でも、モデル出力が高水期に過大となり、低水期に過小となる傾向が、多くの検証地点で確認された。図 4.2 では、Chao Phraya 川、Lena 川、Mississippi 川等が該当する。ダム下流以外でも同様の傾向があり、kinematic wave 法で解析する河道流下過程の原因であると考えられる。kinematic wave 法では、運動方程式中の水面勾配項が無視されているが、河床勾配が緩やかになる場所では、水面勾配項の影響が強い。上記の 3 河川で見られる、解析された流量ピーク月が観測よりも早いことも、同じ理由で説明できる。河道流下の解法を diffusion wave 法にした場合の解析と検証も、今後の検討課題である。加えて、現在の河道網データでは、グリッド内の河道の蛇行を考慮していない。蛇行により河道が長くなることを反映できていないために、モデル計算では流出が早くなったことも考えられる。

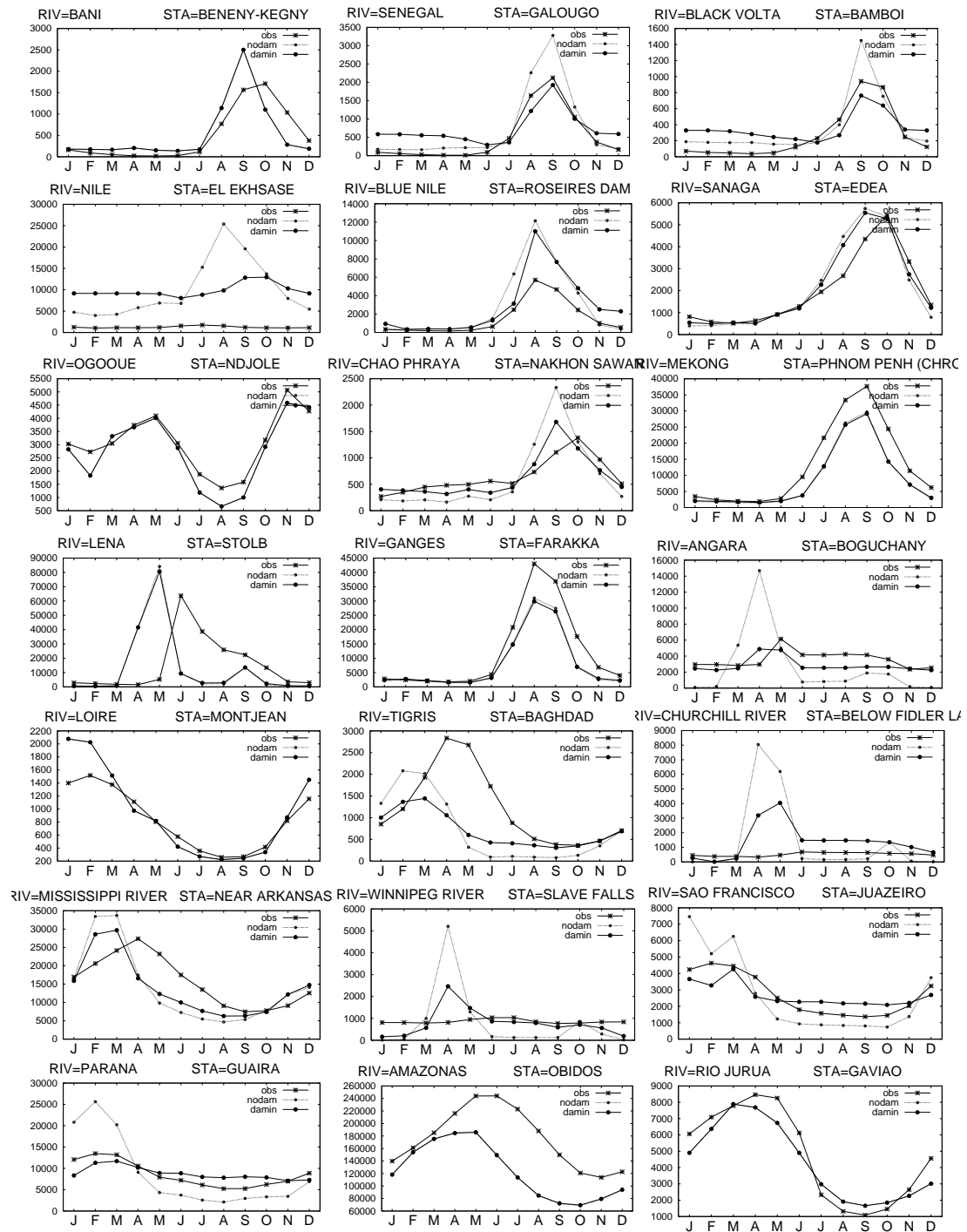


図 4.2 全球河川流量の季節変化( $\text{m}^3/\text{s}$ )。実線は貯水池操作あり解析値，破線は貯水池操作なし解析値，×印線は観測値である。

## (4) 人間活動が河川流量に与える影響

人間活動を考慮することによる、月河川流量の再現性向上について考察した。本研究のモデルは、人間活動の中で貯水池と灌漑を考慮できるため、組み合わせとして4つのパターンがある（N: 人間活動なし, D: 貯水池のみ, I: 灌漑のみ, DI: 貯水池と灌漑）。年流出量のバイアスが30%以内であった地点で、上記の4ケースの平均相対誤差(MRE)と相対平均二乗誤差(CVRMSE)を計算した。MREは低水期の誤差を、CVRMSEは高水期の誤差を評価する指標として用いる。

人間活動を考慮することによる、MRE, CVRMSE 値の変化を示す（図4.3, 4.4）。1:1直線の下側にある流域は、月河川流量の再現性が改善された流域である。N-I比較を見ると、灌漑取排水が河川流量に与える影響は大きくない。灌漑活動が活発に行われるのが、基本的に大河川の下流デルタ地帯であるためと考えられる。そのため、河口付近の観測点のみで同様の検証をすると、異なる結果が得られる可能性がある。一方で、貯水池が河川流量に与える影響は大きく、MRE, CMRMSE 値が大きく改善した（1:1直線より下側に变化する）地点も多い。なお、N-D比較の図とN-DI比較の図の結果が異なるのは、N-DI比較では、貯水池が下流の灌漑地要求水量を放流する効果を含むためである。図4.3, 4.4の結果から、灌漑活動と比較して、貯水池を考慮した場合に水循環の解析精度が向上する流域が多いことを確認した。一方、貯水池の考慮により改悪された（1:1直線より上側に变化する）地点は、メコン川等の解析年流出量が30%近く過小な流域であった。元々のピーク月流量が過小である上に貯水池操作が加わると、MRE, CVRMSEは高くなる。そのため、改悪とみられる流域は貯水池の考慮が原因ではなく、年流出量の過小が原因であったと考えられる。

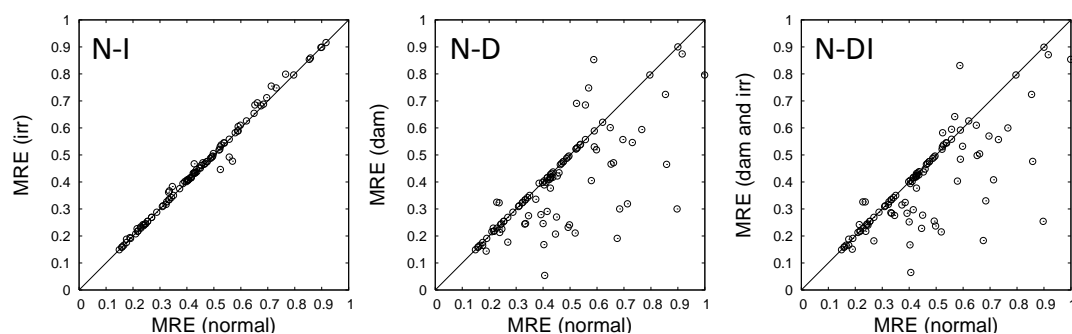


図 4.3 人間活動を考慮することによる、全球河川の平均相対誤差(MRE)の変化。N: 灌漑・貯水池操作なし, I: 灌漑あり, D: 貯水池操作ありをそれぞれ示す。

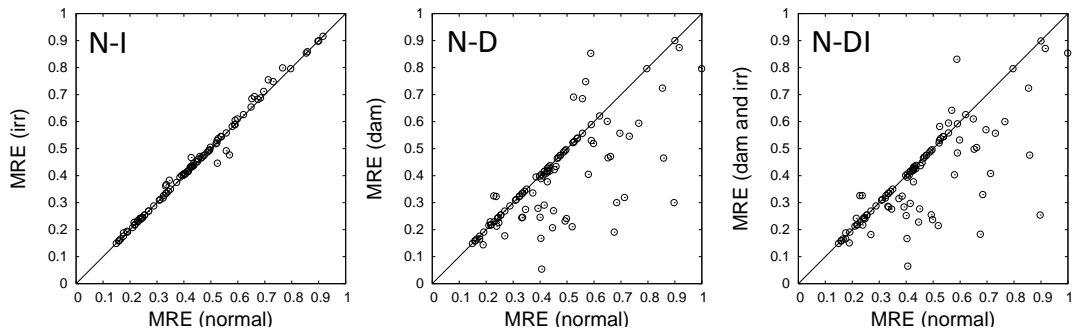


図 4.4 人間活動を考慮することによる、全球河川の相対平均二乗誤差(CVRMSE)の変化. N: 灌漑・貯水池操作なし, I: 灌漑あり, D: 貯水池操作ありの解析結果をそれぞれ示す.

## 4.2.2 全球灌漑要求水量解析

### (1) 既往の研究と計算設定

全球規模で農業水需要量の統計データを公開している機関は非常に少なく、農業水需要量を物理的に推定する手法を確立することが重要である。その様な背景の下、世界の農業水需要量を推定する研究が行われてきた[e.g. FAO, 2005; Doll et al., 2002b; Hanasaki et al., 2008b; Pokhrel et al. 2012a]. 本研究では、1994 年から 2003 年までの 10 年間の灌漑要求水量解析を行った。降水量データには、ユーラシア大陸域には APHRODITE を、その他の地域には GPCC を用いた。

### (2) 灌漑要求水量の検証

陸面過程解析で推定された灌漑要求水量を検証する。世界各国の農業取水量データは、FAO が提供している統計データ(AQUASTAT)等で公開されている。しかし、AQUASTAT が公開しているのは、農地への取水量データであるのに対し、モデルは農地でポテンシャルに要する灌漑要求水量を出力している。取水された水は、灌漑水路からの蒸発・漏水を経て農地に供給されるため、取水量は要求水量よりも大きくなる。灌漑効率には Doll et al. (2002) を参照し、要求水量から取水量を算出した。

2000 年における、解析された各国の農業取水量と AQUASTAT 統計値の比較を図 4.5 に示す。1 つのプロットが 1 つの国に対応しており、解析された各国の取水量が統計とよく一致していることが分かる。解析された灌漑要求水量の分布は図 4.6 に示される。濃青色の地域は多量の灌漑要求水量が発生している地域である。中国北部や、インド北部、北米、中央アジアのように、一般的に知られる農業用水の大消費地で、多量の要求水量が発生していることが分かる。統計値と比較して過小である国は、バングラディッシュ、ラオス、ベトナムなど二期作地域が多く、二期作農事暦の精度が悪い可能性がある。

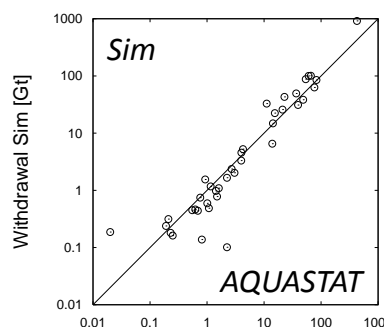


図 4.5 2000 年の各国の農業取水  
量統計値(AQUASTAT)と解析  
値(Sim)の比較(Gt/year).

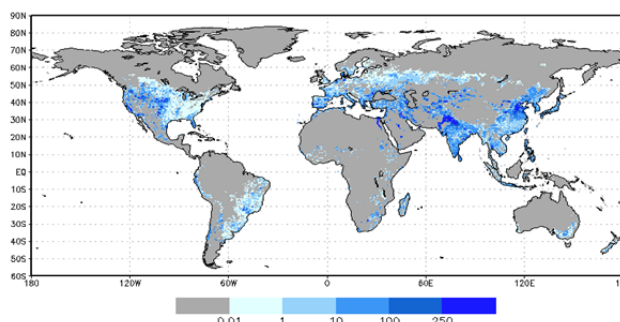


図 4.6 灌漑要求水量の全球分布(mm/year). 中国の華  
北平原やインド北部, 中央アジア, 北米で多量の要求水  
量が発生している (1994-2003 年の平均値)

中国, エジプト, インド, 日本, ウズベキスタン, タイにおける月灌漑要求水量を示す (図 4.7). 中国, インドは大農業国であり, 日本とタイは湿潤地域国, エジプトとウズベキスタンは乾燥地域国である. エラーバーは, 解析期間 10 年間の最大値, 最小値を示している. 中国の 3-7 月や, タイでの 8 月のように, 雨季に耕作を行う地域では, エラーバーが長い. 雨季の耕作は, 雨量の多少により灌漑要求水量が大きく変化するためである. 一方, ナイル川からの取水により農業を行っているエジプトは, 1 年を通じてエラーバーが短い. 河川からの取水に大きく依存している地域は, 気象変化が灌漑要求水量に与える影響は小さいと言える.

課題としては, タイでの乾季(1~5月)に行われている灌漑が反映されていない点がある. 図 4.5 の結果でも, 二期作地域で要求水量が過小であった. 農事暦の作成に用いた灌漑地の NDVI は, GLCC のデータで灌漑地と判定されたグリッドの平均値としている. しかし, 公開されている全球土地利用データには精度の限界がある. 最近の比較研究は, 複数の機関から提供される 1km 全球土地利用データの, グリッド毎の土地被覆一致度を 60%程度としている[e.g. Herold et al., 2008]. 例えば, 森林であるグリッドも抽出して灌漑地 NDVI を作成した場合に, 灌漑地の植生フェノロジーが失われてしまう可能性がある. 加えて, 二期作灌漑地と一期作灌漑地を同様に平均化する場合も, 一方の農期で農事暦が作成されない場合がある. NDVI の最大値が閾値を上回らない場合には, 農事暦を作成しないためである. 問題の解決には, NDVI データから得られる農地の耕作回数を, 農事暦作成に反映する必要がある. NDVI を用いた場合, 一期作・二期作の判定は比較的容易である. 一期作農地・二期作農地を異なる土地利用状態として, フェノロジーを集約化することで, より現実に即した農事暦の作成が可能になると考えられる.

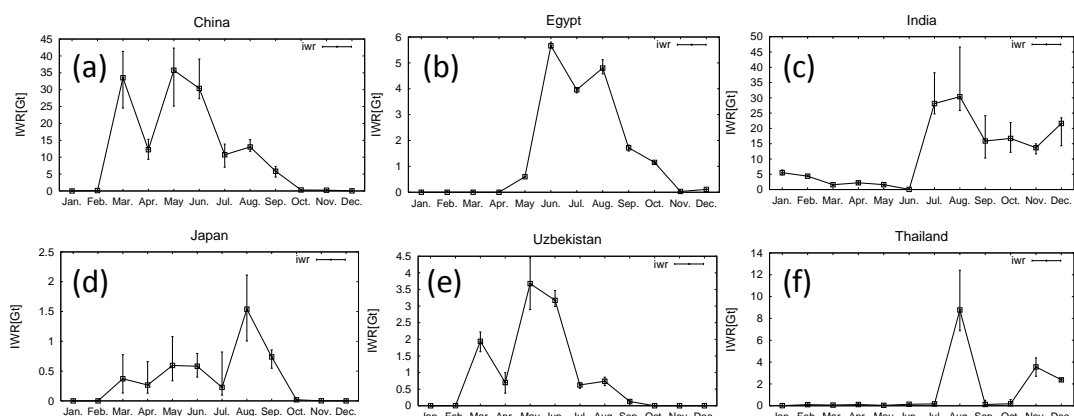


図 4.7 灌漑要求量の季節変化(Gt/month). (a) 中国, (b) エジプト, (c) インド, (d) 日本, (e) ウズベキスタン, (f) タイでの解析結果であり, エラーバーは解析期間中の最大最小値の幅を示す.

### (3) 作物別の灌漑要求水量比較

全球平均での単位面積灌漑要求水量を作物別に算出すると, 小麦が 586mm, 大豆が 480mm, 米が 580mm, 綿花が 171mm, トウモロコシが 460mm であり, 綿花の要求水量が想定よりも過小であった. 参考にした中国の農事情報における綿花の最低根層水分量が, 他の作物に比較して低いのが原因であるが, この点は今後現地調査も含めて, 実態調査を行う予定である. 地域別の灌漑要求水量の月変化を作物別に図示すると図 4.8 のようになる. 地域別の絶対量を見てみると, アジア域, 北アメリカ域, 次いでヨーロッパ域の要求水量が高いことが分かる. アジア域では, 中国やインドに於いて多量の水が消費されていると共に, 東南アジア域における稲作が盛んなためである. アジア域では, 米, 小麦の占める割合が高く, 北アメリカでは小麦, トウモロコシ, 大豆, ヨーロッパでは小麦が主要な作物となっている.

灌漑要求水量発生時期を見ると, 南アメリカでは南半球の夏である 9 月から 3 月にかけて要求水量が発生している. リモートセンシングデータ NDVI のフェノロジー解析による農事暦の作成から, 季節性の違いが反映可能であることが分かる. 北半球であるアジア域に於いて, 冬に当たる時期に要求水量が発生するのは, 二期作のためである. 二期作農事暦抽出手法を改善することにより, この時期の灌漑要求水量はより多くなると考えられる.



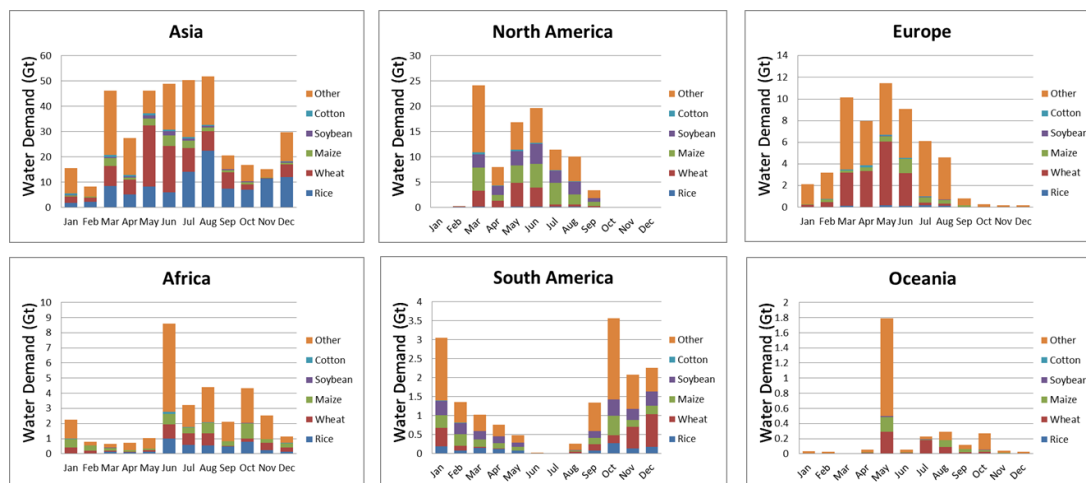


図 4.8 各地域の作物別灌漑要求水量(Gt/month).

#### (4) ブルーウォーター・グリーンウォーター

従来、水資源分野では河川等の表層水や地下水から汲み上げた水が水資源であり、植物の葉や土壌表層からの蒸発散は降った水の損失だとみなしていた。しかし、従来の見方とは異なり、灌漑されていない土地からの蒸発散量も、人間社会に貢献している水資源だとみなすべきだ、という指摘がなされている[Oki et al., 2006]。こうした新たな水資源に対する考え方を基に、グリーンウォーター (GREEN)・ブルーウォーター (BLUE) という概念が提唱されている[Falkenmark et al., 2004]。従来の表層水や地下水はブルーウォーターと呼ばれ、耕作地からの蒸発散量はグリーンウォーターと呼ばれる。灌漑農地では取水によりブルーウォーターがグリーンウォーターに変化するが、降水起因のグリーンウォーターは、ブルーウォーターである取水量を減らす効果がある。そこで、全球の耕作地に於いて、これらの BLUE と GREEN にどのような関係があるのかを分析する。本論文では、灌漑要求水量を BLUE とする。本研究で計算された BLUE と GREEN を図 4.9 に示す。

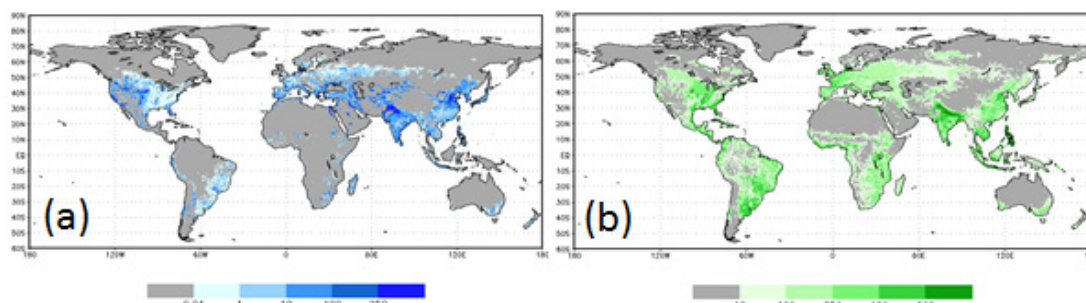


図 4.9 本研究で解析された、(a)ブルーウォーター(BLUE)と、(b)グリーンウォーター(GREEN)の全球分布(mm/year).

農地水消費の取水量依存指標として、よく  $BLUE / (\text{年蒸発散量})$  が用いられる（以下 Brate）。この指標により、その灌漑地の農業活動が、どの程度取水に依存しているかを測ることが出来る。ただし、本項で出力した BLUE は農地の要求水量から計算したため、実際の取水量はより高くなることに注意が必要である。河川から取水された後に農地に供給されるまでに、灌漑水路からの漏水や蒸発により多量の水が失われるためである。取水量のうち実際に農地に供給される量を灌漑効率と呼ぶが、乾燥地域の灌漑効率は 0.5 を下回る地域も非常に多い。全球耕作地の Brate を図 4.10 に示す。Brate が 0 である地域は、天水農業が行われている地域である。北アメリカの中部や、中東、西アジア地域等、乾燥地域に於いて取水量への依存度が高くなっている。一方、アフリカや南アメリカでは多くの地域で天水農業のみが行われていることが分かる。

灌漑水需要量を流域の流出量で供給可能であるかについても分析した。各流域の BLUE を流域の総流出量で除した値（以下 Bpos）とし、図 4.11 に示す。ただし、水量のみから算出した指標であるため、流量季節性までは反映できていない点、灌漑効率を含めていない点に留意する必要がある。多くの地域では Bpos は非常に小さい値を取っていることが分かる。一方、サウジアラビアやインド北部、中国北部では Bpos が 1 を超えており、流域の年流出量で農業水需要量の全てを供給することが出来ない結果となっている。こういった地域では、非循環型の地下水からの取水により、農業用水を供給していると考えられる。

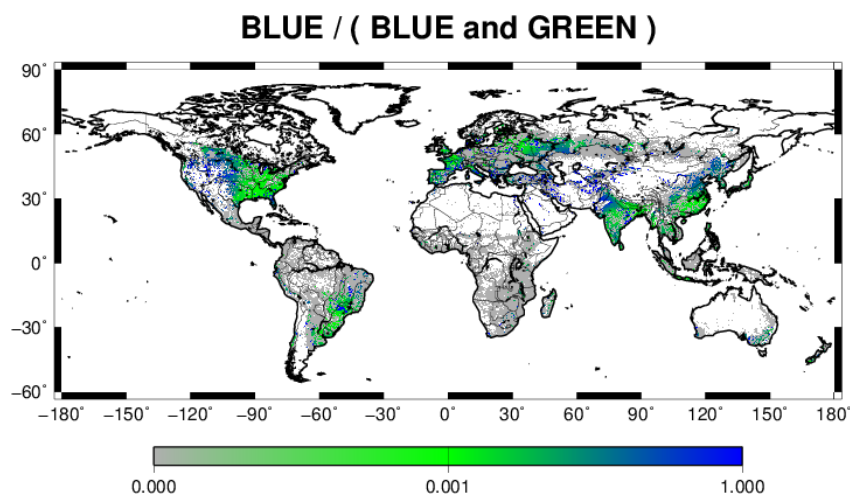


図 4.10 農地蒸発散量の取水量依存比率 (Brate=BLUE/蒸発散量)。

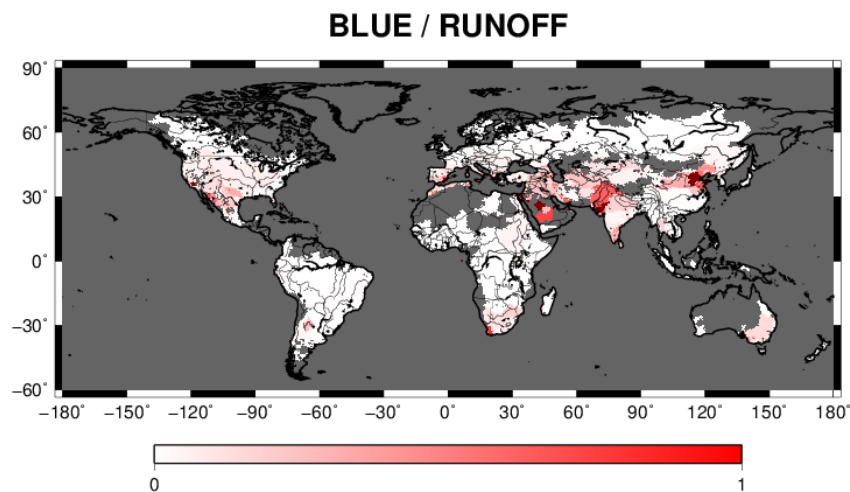


図 4.11 全球河川の流出量に対する灌漑要求水量の割合 ( $B_{pos} = \text{BLUE} / \text{流出量}$ )。

各メッシュにおける年降水量と作物別の Brate をプロットしたものを図 4.12 に示す。ただし、各メッシュにおける該当作物の灌漑面積率が 5%未満の場所は除外している。Brate が 1 を超える地域は、農地に取水された水の一部が地下水を涵養し、土壌の蒸発や植物の蒸散に使われない地域である。本解析では、Ecoclimap より得られる土壌特性を 12 の土壌タイプに分類して解析を行っている。Brate 比率を 3 つの閾値に分割し、それぞれの土壌タイプの占める割合を分析した(表 4.2)。Brate の閾値は 0.5 未満, 0.5 以上 1.0 未満, 1.0 以上とし、各閾値のメッシュ総数は Mesh として示している。Brate が 1 を超える地域は、Brate が 1 以下の地域と比較して、特に sandy loam の占める割合が大きいことが分かる。表 4.2 には、各土壌タイプの物理特性の指標の 1 つとして透水係数及び圃場容水量も併記しているが、Brate が 1 を超える地域の多くは透水係数が高く圃場容水量が低い地域であることが分かる。この結果より、灌漑地の要求水量は、地域の気候条件と共に、土壌物性によっても大きく影響されることが分かる。CROPWAT や SWIM 等のモデルでは、このような土壌物理の違いまでは結果に反映できないため、この点は物理的解析に重きを置いている本研究の灌漑モデルの優位な点である。実際に中央アジア等の乾燥砂漠地帯では、土壌が水を蓄える能力が低く、供給された多量の水の多くが地下水を涵養しているといった現状もある。灌漑農地計画を勘案する上では、土壌物理特性をも考慮したモデルでの要求水量推定が重要であろう。

作物による Brate の違いを検証するため、図 4.12a-e のプロットから線形回帰式を算出し、比較した(図 4.12f)。ただし、土壌物理の違いを除くため、Brate が 1 を超えるメッシュは除くこととする。回帰式と  $R^2$  値は表 4.3 に示される。図 4.12f は、各作物が主に栽培されている気候帯や、同じ気候帯における取水量依存比率の違いを示している。回帰直線からは、5 種の作物を 3 つのクラス(米, 小麦と大豆とトウモロコシ, 綿花)に分類することが出来る。同じ気候帯での取水量依存比率を見ると、米が最も高く、綿花が少なくなっている。

ることが分かる。単位面積当たり灌漑要求水量で、米（580mm）と小麦（586mm）がほぼ同様の値であったのは、米が小麦と比べて、より多降水域で栽培されているためといえる。このことは、図 4.12b に於いて米が他の作物と比べて、より降水の多い地域で栽培されていることから分かる。一方綿花は、乾燥地域で多くが栽培されている。また、同降水量条件下での取水量依存比率が小さくなっているため、乾燥に対して強い作物という実態と一致した解析結果となっている。図 4.12 に示す結果は、各作物の灌漑農地で要求される単位面積当たり水量を示しており、今後新たに灌漑農地を拡大する計画等があった場合に有用な指標となろう。ただし、今回の結果では降水量のみを主な気候条件としているため、気温や放射量等も灌漑要求水量に影響を与える要素であることには注意が必要である。

表 4.2 灌漑地の各土壌の比率及び土壌物理特性.

土壌タイプ	透水係数 $\times 10^6$ (m/s)	圃場 容水量 (%)	0 < Brate < 0.5 (%) (Mesh : 34909)	0.5 ≤ Brate < 1.0 (%) (Mesh : 16299)	1.0 ≤ Brate (%) (Mesh : 5178)
1. sand	24.5	~23	0.00	0.00	6.18
2. loamy sand	17.5		0.00	0.13	5.32
3. sandy loam	8.4		0.39	3.91	43.25
4. loam	2.4		4.11	4.06	2.84
5. silt loam	1.1		1.53	2.64	4.86
6. sandy clay loam	6.3	23.0~ 27.5	0.18	1.02	4.74
7. silty clay loam	2.7		1.08	2.06	6.14
8. clay loam	1.4		53.59	50.78	6.33
9. light clay	4.7	27.5~ 33.8	25.14	33.66	20.19
10. sandy clay	4.2		0.05	0.12	0.06
11. silty clay	1.0		0.37	0.18	0.00
12. heavy clay	1.3	33.8~	13.54	1.43	0.10

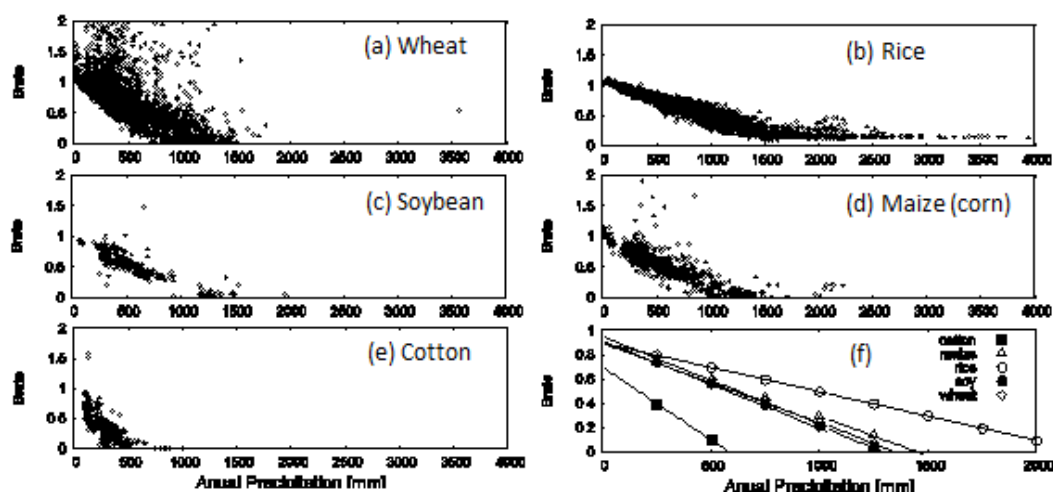


図 4.12 全球灌漑農地における各作物の年降水量－Brate 関係。

表 4.3 各作物の降水量(x, mm/year)と Brate(y)関係の線形回帰式と  $R^2$  値。

Crop Type	linear regression function	$R^2$
Wheat	$y = -0.0007x + 0.94$	0.69
Rice	$y = -0.0004x + 0.89$	0.75
Soybean	$y = -0.0007x + 0.91$	0.83
Maize (corn)	$y = -0.0006x + 0.89$	0.80
Cotton	$y = -0.0012x + 0.69$	0.56

### 4.2.3 灌漑が地表面からの水蒸気供給に与える影響

#### (1) 大気境界条件としての灌漑活動

これまで、灌漑活動を考慮した陸面過程のオフライン解析によって需要量を推定した研究や[e.g. FAO, 2005; Doll et al., 2002b; Hanasaki et al., 2008b; Pokhrel et al. 2012a], 潜熱・顕熱フラックスに対して与える影響を評価した研究が報告されている[e.g. Pokhrel et al., 2012a]. 大気側の研究では、灌漑を陸面過程に組み込み、降水量・気温などを与える影響についての感度実験が行われてきた[e.g. Saeed et al., 2009]. 本項では、陸面過程解析に於いて灌漑あり・灌漑なしのオフライン感度実験を行い、灌漑の考慮により大気側への水蒸気供給量の再現性が向上するかを議論する。大気水収支法を用いて大気場からみた水蒸気供給量を推定し、陸面過程のオフライン感度実験出力値との比較を行う。

#### (2) 大気水収支法による水蒸気供給量の推定

大気の状態から地表面からの水蒸気供給量を算出する方法として、大気水収支法がある[e.g. Oki et al., 1995]. 大気水収支法は、適切に選択した大気中の有限な大きさの支配体積に対する水収支より、蒸発散量を未知数として決定する。落下しない液相の水（雲水）の項を無視した大気の水収支は、以下の式で記述される。

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla_H \bar{Q} + (E - P) \quad (4.4)$$

ここに、 $W$  は可降水量(kg/m<sup>2</sup>)、 $E$  は蒸発散量(kg/m<sup>2</sup>)、 $P$  は降水量(kg/m<sup>2</sup>)、 $Q$  は水蒸気フラックスベクトル(kg/m<sup>2</sup>)であり、 $\nabla_H$  は水平二次元の発散を表す。陸面の水収支と同様に、水の全流入量から全発散量を差し引いたものが、支配体積中の貯留量変化に等しいことを示しており、可降水量、降水量、水蒸気の収束量が分かれば、蒸発散量を決定できる。可降水量  $W$ 、水蒸気フラックス  $Q=(Q_\lambda, Q_\phi)$  の鉛直積算は以下のように離散化して求めた。

$$W = \int_0^{P_s} q \cdot dp / g = \sum_{i=1}^n q_i \delta p_i / g \quad (4.5)$$

$$Q_\lambda = \int_0^{P_s} q \cdot u \cdot dp / g = \sum_{i=1}^n q_i \cdot u_i \delta p_i / g \quad (4.6)$$

$$Q_\phi = \int_0^{P_s} q \cdot v \cdot dp / g = \sum_{i=1}^n q_i \cdot v_i \delta p_i / g \quad (4.7)$$

ここに、 $q$  は比湿(kg/kg)、 $u, v$  は東西、南北方向風速(ms<sup>-1</sup>)、 $P$  は大気圧(Pa)、 $P_s$  は地表面気圧、 $g$  は重力加速度(ms<sup>-2</sup>)であり、 $n$  は再解析データの層数、添字の  $\lambda, \phi$  は経度方向と緯度方向を表す。本研究では、再解析データに JRA25[Onogi et al., 2007]を用いた。

大気場の可降水量・収束水蒸気量の推定に用いた再解析データは、数値予報を行うために必要な、空間三次元格子状の初期値データとして作成されたものである。6 時間前ないし 12 時間前の再解析データを初期値としてモデル計算された第一推定値と、観測値、及びそれらの誤差分散によって三次元格子点の値が定められる。この四次元変分法では、空間・時間分解能や誤差特性等が不均質なデータを扱うことが可能であり、ゾンデを用いた高層観測データや、静止衛星の画像解析により推定された雲移動ベクトル、極軌道衛星の放射観測から推定された可降水量データ等が用いられている。信頼度の高いデータが多く得られる地域ほど精度良い再解析値が得られる。再解析データは降水量についても予報しているが、降水量は同化されていない。そこで、式(4.4)における降水量データは、陸面過程解析と同様に観測情報から整備された APHRODITE と GPCC を併用する。以上の手順により、大気水収支法によって地表面の水蒸気供給量を算出した。

### (3) 各推定手法の比較

陸面過程における水収支と、大気水収支を比較すると図 4.13 のようになり、異なる水収支計算から水蒸気供給量を推定できる。ただし、本研究での陸面過程解析には SiBUC を利用し、メッシュ間の地下水移動は考慮しない。本研究では、灌漑を考慮することによる水蒸気供給量の違いについて議論を行うため、灌漑あり・灌漑なしのオフライン感度実験を行う。灌漑なしの実験では、灌漑農地を天水農地として扱い、植生パラメータについても天水農地のデータを用いた。また、再解析データを作成する同化システムも陸面モデルを含んでおり、予報値として計算される陸面状態量や地表面フラックスが得られる。再解析



同化システムに用いられている陸面モデルでは、人間活動の効果は考慮されていない。以降では、灌漑農地・天水農地における 4 手法の出力する水蒸気供給量（大気水収支法，灌漑あり・なしの陸面過程解析値，再解析陸面予報値）を比較した。解析期間は，1994-2003 年の 10 年間とした。

以降では，中国北部・北米に於いて推定された水蒸気供給量を比較し，議論する。灌漑あり・灌漑なしのオフライン実験を行った陸面過程解析値，再解析データの陸面予報値，大気水収支法推定値を比較する。また，再解析データの降水量予報値についても議論する。中国北部と北米を選択した理由は，多量の灌漑要求水量が発生しており，灌漑による水蒸気供給量の違いが顕著に見られると推測されるためである。加えて，再解析データは，観測精度・観測密度の高い中高緯度地域に於いて精度が高いと考えられる。大気水収支法から計算される長年の水蒸気供給量と観測河川流量を比較した研究でも，北半球の中高緯度で整合性の高い結果が報告されている[Oki et al., 1995]。灌漑農地の有る無しに関わらない，陸面過程解析の精度も検証する必要があるため，中国北部・北米に於いて，灌漑農地地域・天水農地地域をそれぞれ決定し，両地域での水蒸気供給量推定値を比較する。

ここで，水蒸気供給量（以下 LHF: Latent Heat Flux）の解析手法，用いたデータを整理する（表 4.4）。本研究では，大気水収支 LHF の推定値が最も現実に近いと仮定して議論する。中国北部・北米に於いては，データ同化される大気場の可降水量・収束水蒸気量の信頼性が高いと考えられるためである。SiBUC の感度実験 LHF と大気水収支 LHF の比較では，灌漑を考慮することで陸面過程解析 LHF が，大気水収支 LHF に近づくかを測る。しかし，一つのモデル事例となるため，灌漑を考慮していない陸面過程モデルとして JRA 陸面予報 LHF も大気水収支 LHF と比較する。ただし，JRA の陸面計算は，JRA-25 再解析の気象強制力を用いており，SiBUC の陸面計算値とはモデルと気象外力の両方が異なる。特に，SiBUC と JRA 陸面モデルでは，LHF に大きな影響を与える降水量の外力が異なることに注意して，以下では議論を行う。

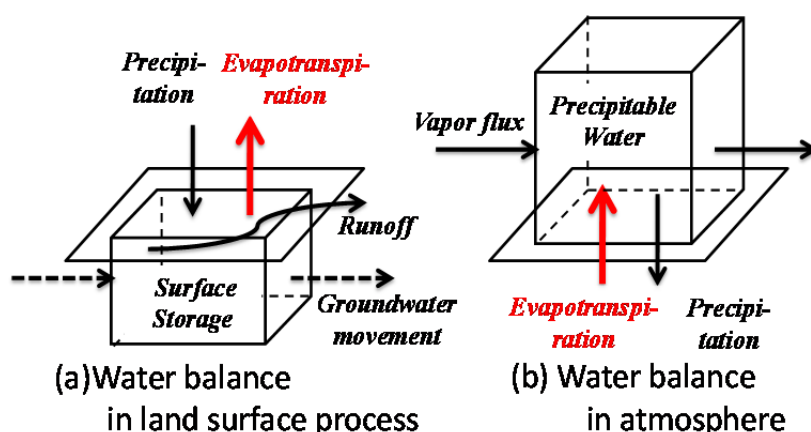


図 4.13 陸面過程水収支(a)と大気水収支(b)の概念図。ただし，本研究の陸面過程解析ではメッシュ間の飽和地下水移動については考慮していない。

表 4.4 水蒸気供給量の解析手法と計算に用いられたデータ.

Name	Method	Irrigation	Precipitation	Other forcing
Atm.	Atmospheric water balance	–	GPCC, APHRODITE	–
SiBUC (irr)	Land surface process	Included	GPCC, APHRODITE	JRA-25, & Hirabayashi et al. (2008)
SiBUC (noirr)	Land surface process	Not included	GPCC, APHRODITE	
JRA_LSM	Land surface process	Not included	JRA-25	JRA-25

## (4) 中国北部の水蒸気供給量

中国北部における灌漑農地・天水農地は図 4.14a, b のように分布しており、灌漑農地地域・天水農地地域を決定した(表 4.5). それぞれの地域で灌漑農地が占める割合は、30.5%, 6.4%である. 図 4.14c は陸面過程解析で灌漑を考慮したことによる LHF の増加量を示しており、灌漑面積の高い地域に於いて大きな差となっている. 1994–2003 年にかけて、4 つの手法で出力された LHF 年平均值、大気水収支 LHF からの推定誤差を 10 年間の月推定値を用いた Nash の効率係数(以下、Nash 係数)として計算した(表 4.5). 両地域に於いて、各手法で出力された LHF の季節変動は図 4.15a, b に示される. Nash 係数は以下の式で計算され、Nash 係数は高いほど、解析値が観測値に整合していることを意味する.

$$Nash = 1 - \frac{\sum (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum (Q_{obs} - Q_{obs})^2} \quad (4.8)$$

ここに、 $Q_{sim}$  は解析月平均流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ ),  $Q_{obs}$  は観測月平均流量( $\text{m}^3\text{s}^{-1}$ )であり、上付きのバーは平均を表す. ここでは、大気水収支法による LHF を観測値として、Nash 係数を計算した.

天水農地地域では、出力された Nash 係数(表 4.5)や図 4.15b より、陸面過程 LHF、再解析陸面予報 LHF 共に、大気水収支 LHF への一致度が高い. しかしながら、年平均 LHF を比較すると、大気水収支出力 LHF と比べて、陸面過程解析 LHF は低い. 図 4.15b では、乾季の陸面過程 LHF が、再解析陸面予報 LHF、大気水収支 LHF と比べて過小である一方で、雨季の LHF は良く一致している. そのため、乾季の陸面過程 LHF が過小なのは、基底流出が早く、土壌の水分が早く失われた原因が考えられる. 陸面過程の流出速度については、該当地域の河川流量データを取得して検証していく必要がある. 中国北部の天水農地では、雨季には陸面過程 LHF、陸面予報 LHF 共に、現実的である大気水収支 LHF へ良く一致していることが確認された. 灌漑地域では、出力された Nash 係数(表 4.5)や図 4.15a より、灌漑を考慮した陸面過程 LHF は、大気水収支 LHF への一致度が高い. 灌漑あり・なしのオフライン感度実験 LHF の間には、灌漑期の月最大で 40mm 程度の差があり、陸面過程の月 LHF に対して 30%程度の寄与があった. 再解析陸面予報 LHF と比較しても、灌漑期の陸面過程 LHF が大きく、大気水収支 LHF への一致度が高い. 再解析の陸面モデルに灌漑を導入することで、この地域の灌漑期 LHF が現実に近づく可能性が高いと言える.



降水量を比較した図 4.16a, b では、天水農地地域の再解析降水量が、APHRODITE に良く一致している。一方で、灌漑地域では再解析データが過大である。これは、再解析陸面予報 LHF が大気水収支 LHF より低いことに矛盾する。つまり、再解析陸面モデルでは、観測情報より多い降水量を受けているにも関わらず、再解析 LHF は大気水収支 LHF より過小である。再解析陸面モデルの予報流出が、現実より大きく過大となっている可能性が考えられるが、JRA-25 は陸面流出量データを公開していないため、今回は流出量の検証は行えなかった。大気水収支法計算式の降水量を、APHRODITE から降水量の多い再解析予報値に変更すると、灌漑地の大気水収支 LHF は大きくなる。この場合は、雨季の再解析陸面予報 LHF の過小は、より顕著になる。そのため、再解析モデル中の水蒸気量は、主にデータ同化によって決定されていると考えられる。予報降水量が観測情報より過大である理由については、今後も検討を続ける。

陸面過程オフライン実験では、灌漑の考慮が、陸面解析 LHF を現実的である大気水収支 LHF へ近づけることを示した。また、APHRODITE より多い JRA 降水量を用いているにも関わらず、再解析陸面 LHF は、灌漑を含んだ陸面解析 LHF よりも低い。中国北部の灌漑地域では、陸面過程解析に灌漑を含めることで、現実的な LHF に近づく可能性が高いと言える。

表 4.5 中国北部の灌漑・天水農地地域の範囲と、両地域の灌漑農地面積率。1994-2003 年の平均水蒸気供給量を 4 つの手法で推定し (Atm: 大気水収支法, SiBUC(irr): 灌漑ありの陸面過程解析, SiBUC(noirr): 灌漑なしの陸面過程解析, JRA\_LSM: 再解析データの陸面予報値), 大気水収支法推定値との誤差を、10 年間の月推定値から Nash の効率係数として計算した。

China	Domain	Irrigated area (%)	Annual vapor flux (mm/year)				Nash		
			Atm.	SiBUC (irr)	SiBUC (noirr)	JRA LSM	SiBUC (irr)	SiBUC (noirr)	JRA LSM
Irrigated	E:112.5-120, N34-N40	30.5	714.2	640.2	500.4	618.0	0.656	0.368	0.614
Rain-fed	E:117.5-127.5, N40-N48	6.4	552.8	433.9	416.5	513.8	0.812	0.784	0.774

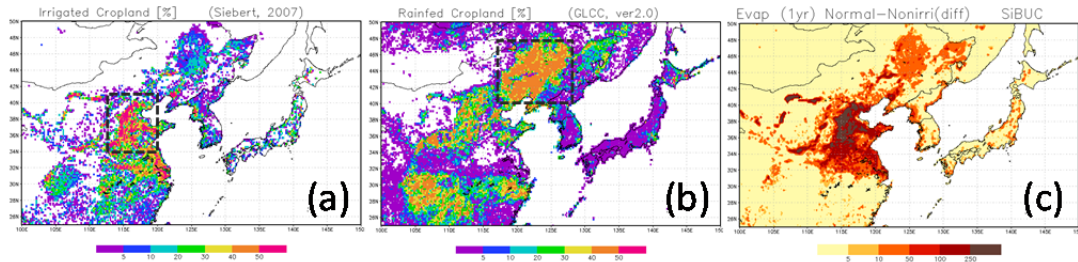


図 4.14 中国北部における、(a)灌漑面積率(%), (b)天水農地面積(%), 及び、(c)灌漑による蒸発散量の増加量(mm/year). (a), (b)図中の黒破線で囲まれた地域は、灌漑地域、天水農地地域とした地域である。

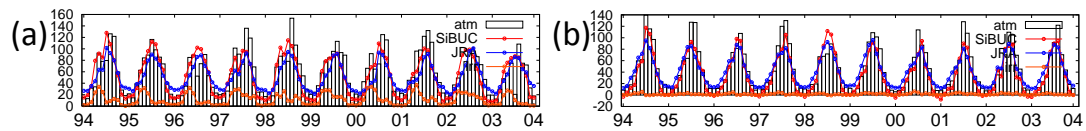


図 4.15 中国北部の水蒸気供給量比較(mm/month). (a)は灌漑地域、(b)は天水農地地域である。黒棒グラフは大気水収支法の推定値、青線グラフは再解析データの陸面予報値、赤線グラフは灌漑ありの SiBUC 解析値、橙線グラフは SiBUC で灌漑を考慮した場合の水蒸気供給増加量である。灌漑なしの SiBUC 解析値は赤線から橙線を引いた値となる。

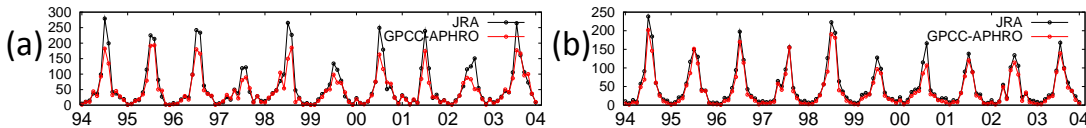


図 4.16 中国北部の降水量比較(mm/month). (a)は灌漑地域、(b)は天水農地地域である。赤線グラフは観測情報プロダクト値、黒線グラフは再解析データ出力値である。

#### (4) 北米の水蒸気供給量

北米における灌漑農地・天水農地は図 4.17a, b のように分布しており、図 4.17c は陸面過程解析で灌漑を考慮したことによる LHF の増加量である。灌漑農地地域・天水農地地域を表 4.6 のように決定し、両地域の灌漑農地面積率は 18.7%, 2.2%であった。1994-2003 年にかけて、4 つの手法で出力された LHF 年平均値、大気水収支法から推定された LHF からの推定誤差 (Nash 係数) は表 4.6 に示される。両地域での、各手法で出力された LHF の季節変動は図 4.18a, b に示される。

天水農地地域では、出力された Nash 係数や図 4.18b より、陸面過程 LHF、再解析陸面予報 LHF 共に、最も現実的である大気水収支 LHF への整合性が高く、中国北部の解析結果と一致した。図 4.18b より、乾季の陸面過程 LHF が、再解析陸面予報 LHF、大気水収支 LHF と比べて過小であることも中国北部と同様である。

灌漑地域では、陸面過程オフライン実験間に於いて、灌漑の考慮により LHF が増加し、大気水収支 LHF への一致度が僅かに高くなった。陸面過程 LHF が再解析陸面予報 LHF より

低い点は、中国北部の解析結果と異なる。図 4.19a, b からは、天水農地と灌漑地域共に再解析降水量が GPCC より過大であるが、灌漑地域の過大は天水農地の過大より顕著である。北米では、再解析モデル中で現実より多くの降水が発生し、それに伴い陸面予報 LHF が大きくなったと考えられる。

表 4.6 北米の灌漑・天水農地地域の範囲と、両地域の灌漑農地面積率。表の読み取り方は、表 4.5 と同じである。

U. S.	Domain	Irrigated area (%)	Annual vapor flux (mm/year)				Nash		
			Atm.	SiBUC (irr)	SiBUC (noirr)	JRA LSM	SiBUC (irr)	SiBUC (noirr)	JRA LSM
Irrigated	W:97-102.5, N:39.5N42.6	18.7	480.0	580.9	501.0	732.8	0.649	0.621	0.335
Rain-fed	W:90-97.5, N:40-N46	2.2	662.5	641.1	636.0	658.5	0.865	0.861	0.841

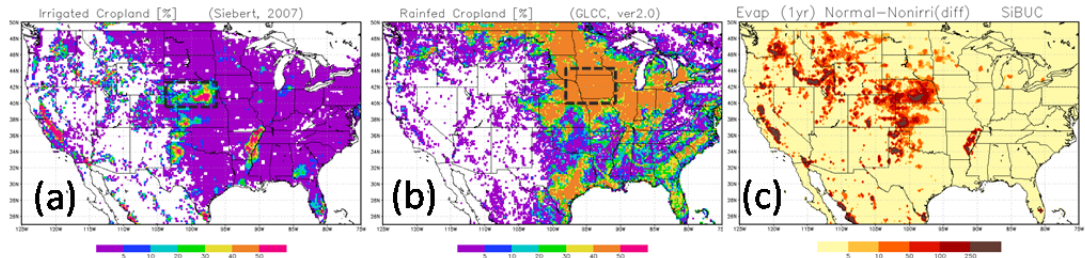


図 4.17 北米における、(a)灌漑面積率(%), (b)天水農地面積(%), 及び、(c)灌漑による蒸発散量の増加量(mm/year). (a), (b)図中の黒破線で囲まれた地域は、灌漑地域、天水農地地域とした地域である。

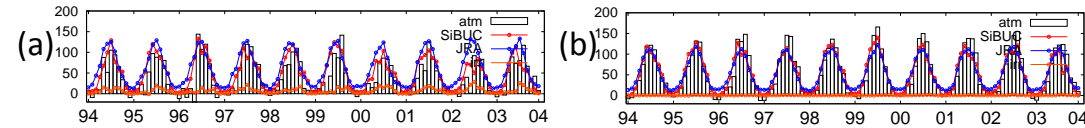


図 4.18 北米の水蒸気供給量比較(mm/month). 読み取り方は、図 4.15 と同じである。

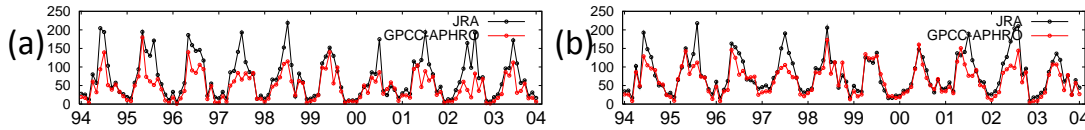


図 4.19 北米の降水量比較(mm/month). 読み取り方は、図 4.16 と同じである。

(5) 中国北部・北米の結果を通した考察

中国北部・北米の解析結果より、以下のことが考察される。再解析モデル中の水蒸気量は、主にデータ同化によって決定されていると考えられる。同化の際に水収支は保存されておらず、陸面予報 LHF と大気水収支法による LHF は閉じていない。再解析降水量は同化された可降水量から決定されるが、中国北部・北米の灌漑地域に於いて再解析降水量が観

測プロダクトと比べて過大であった。この原因については、他の灌漑地域で同様の検討を行っていく必要がある。

陸面過程オフライン感度実験では、中国北部・北米の灌漑農地における LHF は、灌漑の考慮によって、現実的である大気水収支 LHF への一致度が高まることが示された。再解析モデル中では、可降水量は刻々と同化されるため、再解析陸面モデルに於いて灌漑を考慮した場合も、降水量予報値等の出力は大きく変化しない可能性もある。しかし、数値気象予報計算では、灌漑を考慮した陸面過程の導入により灌漑期 LHF の再現性が向上すると言える。

### 4.3 日本域の河川流量・米生産・水ストレス解析

1994 年から 2003 年までの 10 年間に於いて、日本域における河川流量・米生産・水需給バランス解析を行った。気象強制力のうち、降水量には APHRO\_JP\_V1005[Kamiguchi et al., 2010]を利用し、その他の気象強制力データは、AMeDAS 及び地上気象観測のデータからの空間内挿により作成した。本節では、APHRO\_JP の降水量と、それに横山ら(2003)の提案した降雪量補正を行った降水量の 2 つの降水量データを用いて解析し、降雪量補正の有効性についても議論する。陸面過程解析は空間解像度 10km, 河川流量解析は空間解像度 1km で実行した。日本域の河道網については、GDBD から得られる日本域 250m 解像度の流下方向データから、1km 解像度にアップスケーリングして作成した(図 4.20)。

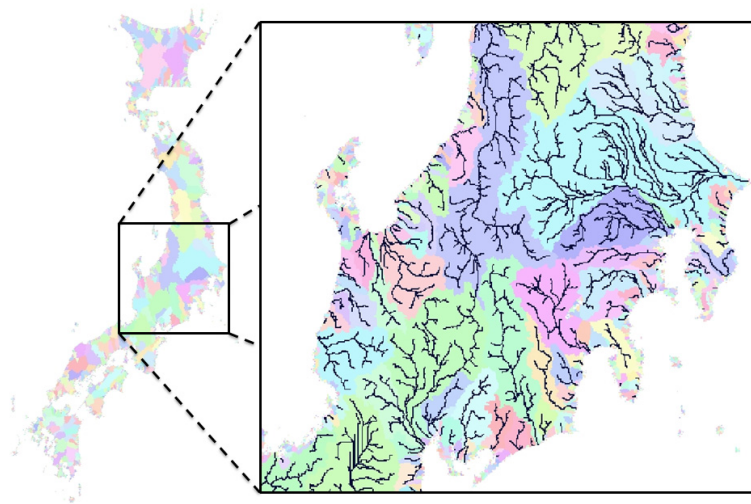


図 4.20 日本域で作成した 1km 解像度河道網。

日本域の流量解析では、全球流量解析でも考慮した農業取水効果に加えて、工業・生活用水取水についても考慮する。工業水使用量は、国土数値メッシュ情報で得られるデータのうち、表層水と地下水の使用量とした。生活水使用量は、国土交通省水資源部のまとめている資料、平成 23 年度・日本の水資源[国土交通省, 2011]の各県の単位人口生活水使用

量より作成した。各メッシュにおける人口は、GDBD の提供する単位流域人口と国土数値情報の人口集中地区データを組み合わせて作成した。これら工業・生活用水使用量は年間値のみ得られるため、年日数で除して取水量の日データを作成した。農業用水については、その大部分を占める水田灌漑用水のみを考える。水田灌漑用水は、灌漑モデルにより出力される。代かき用水については、農業農村整備事業計画作成便覧[農業農村整備事業計画研究会, 2003]を参考に、田植え日の 3 日前に 150mm の需要があるとした。

### 4.3.1 日本域の河川流量解析

#### (1) 解析河川流量の検証

本研究で提案するモデルは、分布型という特徴から、日本全国のどの地点に於いても流量結果を得ることができる。そこで、1 級河川の中で集水面積が 3,000km<sup>2</sup> 以上である 18 河川に、九州の筑後川を加えた 19 河川に於いて、月流量を検証した。なお、ここで検証する解析値は、ダム操作・灌漑を考慮した場合の解析値である。ここでは、水文陸面モジュールにおける水収支解析結果と、横山ら(2003)の式を用いた降雪量補正の効果について議論する。対象とする河川と観測点を、表 4.7 に示す。解析期間は 1994 年から 2003 年まで 10 年間の計 120 の月流量サンプルから、水収支誤差 (Balance) と Nash 係数を計算した。

$$Balance = \sum (Q_{sim} - Q_{obs}) / \sum Q_{obs} \quad (4.9)$$

ここに、 $Q_{sim}$  は解析月平均流量(m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>)、 $Q_{obs}$  は観測月平均流量(m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>)である。式(4.8)に示した Nash 係数は、0.8 以上であれば、解析結果が良好と言える。

それぞれの河川における Balance と Nash 係数を表 4.7 示す。水収支については、雪補正の効果を確認するために補正前の値についても示す。水収支は、富士川を除く流域で、誤差約 25%以内で解析されている。日本北部の河川では、雪補正を行うことにより過小であった水収支が改善されている。Nash 係数は多くの流域で 0.8 を超え、良好な結果を得た。石狩川、富士川、江の川の Nash 係数が低くなっているが、このうち富士川については、水収支誤差が大きな影響を与えていると言える。

19 河川の月流量気候値を図 4.21 に示す。解析期間内の月平均値を示しており、赤線は降雪量補正ありの解析値、青線は降雪量補正なしの解析値、黒線は観測値をそれぞれ示す。図 4.21 から分かるように、北海道や東北、日本海側の河川では、降雪量の補正により大幅に解析精度が向上していることが分かる。多くの流域で、融雪時期である 3 月から 5 月にかけての河川流量再現性が向上している。しかし、天塩川・最上川・信濃川を中心に、依然として融雪時期の流量が過小である流域も多い。本研究では、横山ら(2003)の観測式を用いて降雪量の補正を行ったが、補正量が不十分であった可能性がある。天塩川・石狩川では、解析された融雪時期が観測値より遅れて Nash 係数が低くなっているが、本州の流域における融雪時期については再現されている。ここで示された解析結果は、流域間の導水や、大規模取水 を考慮していない結果となっており、それらを考慮した場合は、結果が



大きく異なる可能性もある。各流域の詳細なモデリングは本研究では扱わないが、各流域の特徴に注意した詳細なモデリングについても、行われる事が望ましい。

表 4.7 日本域検証河川の観測地点と水収支誤差及びナッシュの効率係数。表中の”row”と”mod.”は、降雪量補正なしの解析値，降雪量ありの解析値をそれぞれ意味する。

No.	Name	Balance (%)	Nash	No.	Name	Balance(%)	Nash		
	River/Station	row	mod.		River/Station	row	mod.		
1	Teshio/Maruyama	-39.6	-24.5	0.613	11	Naka/Noguchi	-14.5	- 9.6	0.852
2	Tokachi/Moiwa	-19.3	- 8.1	0.882	12	Tone/Kurihashi	+ 1.8	+ 9.7	0.892
3	Ishikari/Ishikari	-23.0	- 4.0	0.674	13	Fuji/Kitamatsuno	+49.1	+56.9	0.666
4	Yoneshiro/Futatsui	-31.6	-20.9	0.685	14	Tenryu/Kashima	- 6.2	- 1.3	0.878
5	Omono/Tsubakigawa	-30.1	-18.4	0.801	15	Kiso/Inuyama	- 3.6	+ 1.1	0.915
6	Kitakami/Tome	-26.8	-18.8	0.742	16	Kizu/Yawata	-23.8	-21.7	0.786
7	Mogami/Sagoshi	-34.4	-19.8	0.721	17	Gono/Kawahira	-31.5	-23.1	0.685
8	Agano/Maoroshi	-34.4	-19.8	0.729	18	Yoshino/Ikeda	+ 6.2	+ 9.3	0.876
9	Shinano/Ojiya	-33.3	-22.0	0.594	19	Chikugo/Senoshita	-17.2	-15.2	0.941
10	Abukuma/Tateyama	-23.1	-16.0	0.834					

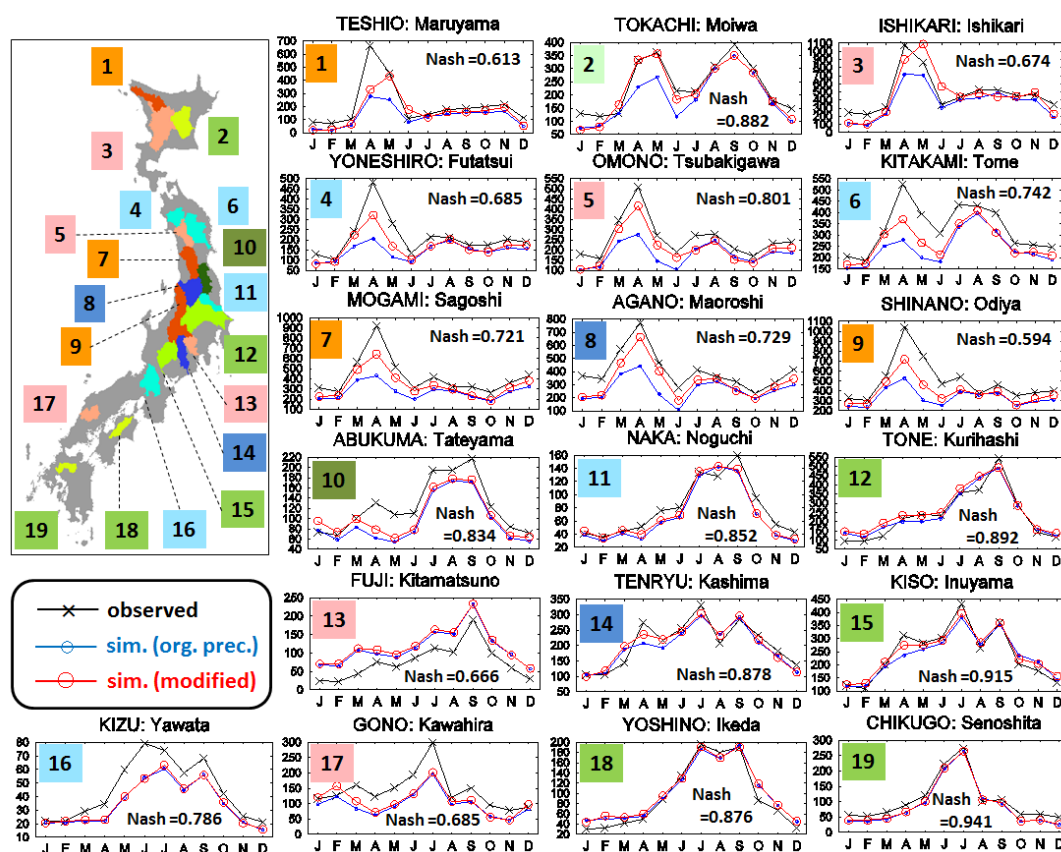


図 4.21 国内 19 の一級河川の月流量季節変化(m³/s)。赤線は降雪量補正ありの解析値，青線は降雪量補正なしの解析値，黒線は観測値をそれぞれ示す。

## (2) ダム操作と水需要が河川流量に与える影響

開発した中・小規模ダム操作モデルを検証する。本研究では、ダム操作の一般化を目的にモデリングを行ったため、個々のダム地点ではなく、一級河川における流量再現性の変化を確認する。併せて、工業・家庭・農業用水需要をモデル内で考慮した場合の流量再現性変化も確認する。ダム・水需要を考慮しない解析(normal), 貯水池のみ考慮した解析(dam), 貯水池及び水需要を考慮した解析(dam+demand)の3解析を行い、平均相対誤差(MRE)を比較した。normal-dam+demand(N-DaDe)比較のMRE変化、及びdam-dam+demand(Da-DaDe)比較のMRE変化を示す(図4.22)。MREは低いほど結果が良い。N-DaDe比較の図では、ダムの効果により、一つの河川を除いてMREが改善されることを確認した。一方、Da-DaDe比較では、MREは大きく変化しない結果となった。本研究では、ダムの考慮によって河川流量の再現性が向上するものの、水需要の考慮によっては大きく変化しなかった。一級河川では流量に対する水需要量がそれほど大きくなく、維持流量操作によって水需要量が満たされていると考えられる。

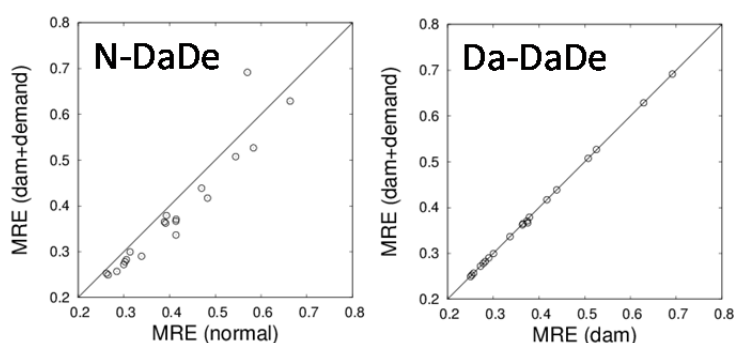


図 4.22 中・小規模ダムモデル・水需要の考慮による平均相対誤差(MRE)の変化。N:ダム・水需要なし, Da: ダムのみ考慮, DaDe: ダム・水需要をそれぞれ示す。

### 4.3.2 水稻の生育・収量解析

田植日、出穂日、収穫日などの農事暦情報や、収量統計は、都道府県単位で整備されている。気象強制力データ（日平均気温、日最高気温、短波放射量）は、国土数値情報に於いて水田のあるメッシュの平均を取ることで作成し、各都道府県で水稻生育モデルの計算を行った。各県の田植日は、農林水産省の作物統計から、2000年から2009年までの平均日とした。本研究の水稻生育モデルの成績については、既存モデルの出力値[lizumi et al. 2009]と比較し、同等の結果を得ていることを確認した(表4.8)。1991年から2004年までの間に解析された、平均ポテンシャル収量と、各地方の統計値との比較を図4.23に示す。ポテンシャル収量は、メッシュの気温・日射・日長のみを入力条件とした解析結果であり、存在する水田の有無や、土壌・標高・勾配・斜面方位は考慮していない。また、メッシュの平均標高から計算された気温を用いていることに留意が必要である。図4.23aはメッシュの平均標高に位置する水田で耕作した場合の米収量分布を示すため、起伏の大きいメッシュ内

の山間部でも、図で示される収量が期待される訳ではない。一方で、起伏の小さい平野部に於いては、概ね図で示す収量変化が見込まれる。図 4.23b からは、北日本・東日本・中日本・西日本のそれぞれの地域で、解析値が統計値によく整合していることが分かる。北日本では、例えば 1994 年の冷害年の収量の大きな落ち込みも再現されているが、これは低温障害を考慮したことによるものである。

表 4.8 本研究の水稻生育モデルと Iizumi et al. (2009) の成績比較。出穂日(day), 収穫日(day), 収穫量(t/ha)の比較を示している。北日本は北海道, 青森, 岩手, 宮城, 秋田, 山形, 福島の平均値を表し, 南日本は愛媛, 高知, 福岡, 佐賀, 長崎, 熊本, 大分, 宮崎, 鹿児島県の平均値である。

		Heading (day)		Harvesting (day)		Yield (g/m <sup>2</sup> )	
		North	South	North	South	North	South
This study	R <sup>2</sup>	0.807	0.459	0.860	0.347	0.607	0.552
	RMSE	1.3	1.5	1.7	1.9	45.2	35.7
Iizumi et al. (2009)	R <sup>2</sup>	0.817	0.435	–	–	0.518	0.417
	RMSE	2.3	3.2	–	–	49.	36.

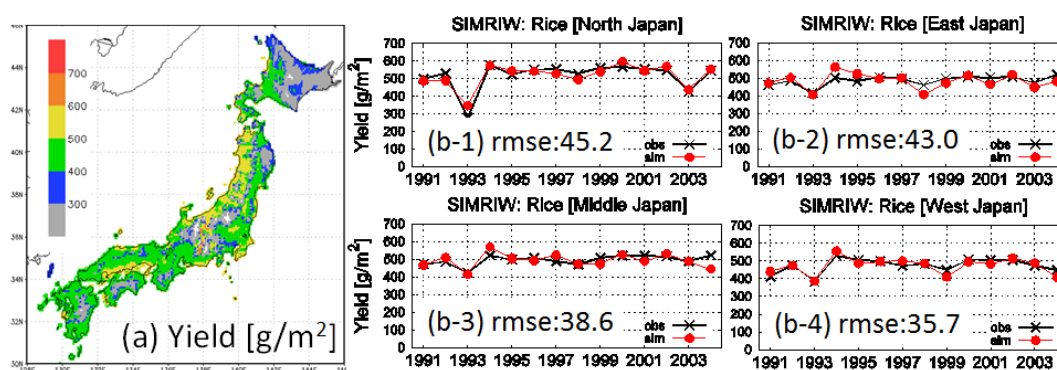


図 4.23 1991 年から 2004 年の、(a)平均ポテンシャル収量(g/m<sup>2</sup>)と、(b)各地方の統計値との比較。黒線が統計値、赤線が解析値を示す。

### 4.3.3 水ストレス解析

#### (1) 農業水需要の検証

日本域で解析された灌漑要求水量を検証する。水田の灌漑モデルでは漏水項を 0 とし、気象条件のみから決定される灌漑要求水量を計算している。しかし実際には、水田では多くの水が浸透により失われるため、統計取水量と直接比較することはできない。農業農村整備事業計画作成便覧[農業農村整備事業計画研究会, 2003]によれば、湛水期の水田浸透量は 15–25mm/日とされ、代かき用水は 120–180mm とされている。そこで、湛水期の浸透量 20mm/日、代かき用水 150mm を解析灌漑要求水量に加え、平成 23 年度・日本の水資源[国土交通省, 2011]から提供される、46 都道府県（沖縄を除いている）の年農業取水量と比較した(図 4.24)。即ち、解析灌漑要求水量、湛水期浸透量、代かき用水の和を解析農業



水需要量として、統計取水量と比較している。解析値は、統計値と比較して過小であるが、河川から水田に供給するまでに失われる運搬効率を考慮していないため、多少の過小は妥当である。解析農業水需要量のうち、灌漑要求水量の占める割合は 2 割程度であった。本検証では、解析された灌漑要求水量の直接検証は行っていないものの、湛水期浸透量・代かき用水を考慮した場合には統計取水量と概ね一致することを確認した。

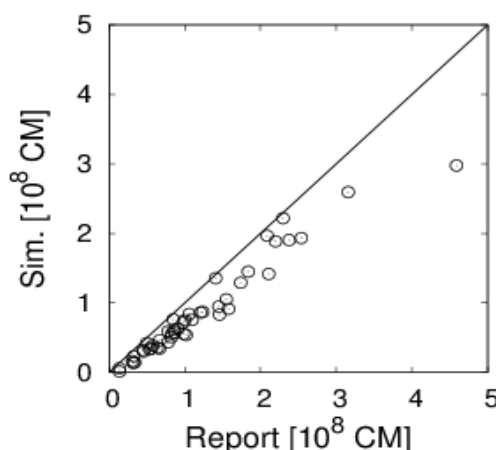


図 4.24 都道府県の統計取水量と、浸透・代かき用水を加えた解析農業需要量の比較。

## (2) 水ストレス評価

水需給バランスを評価する指標として、水ストレスが考えられる。全球の研究では、water withdrawal to runoff ratio (WRR)という指標がよく用いられる。WRR は、1 年間に使用できる水資源の総量に対する統計取水ベースの水利用量として水ストレスを定義しているが、日本には不向きであると考えられる。日本の河川は海への到達が速いこと、農業取水量の多くが浸透し、水循環に還ることがその理由である。一方、Hanasaki et al. (2008b)により提案されている cumulative withdrawal to demand ratio(CWD)は、水利用量を蒸発量ベースとした上で、河川流量の季節性を考慮して水ストレスを評価する (図 4.25)。

本モデルは解像度が 1km の分布型モデルであり、日本は約 16,000 流域の集合として表現されているが、全ての流域で水ストレスを計算する。流域の水供給量は、河口の流量とする。統計データから作成した工業・生活水需要量に、灌漑要求水量と代かき用水量を加えて水需要量とした。工業・生活水需要量は年間を通して一定の値と仮定として作成したが、灌漑要求水量と代かき用水量は、季節性を持つ。ここで農業水需要量に湛水期の浸透量や運搬効率を加えない理由は、浸透した水は水循環システムに還ると考えられるためである。各水ストレス指標は、以下の式で記述される。

$$WWR_i = W_{year,i} / Q_{year,i} \quad (4.10)$$

$$CWD_i = \sum \omega_{week,i} / \sum D_{week,i} \quad (4.11)$$

$$\omega_{week,i} = \begin{cases} D_{week,i} \\ Q_{week,i} \end{cases} \text{ when } \begin{cases} Q_{week,i} \geq D_{week,i} \\ else \end{cases} \quad (4.12)$$

ここに、 $W_{year}$  は統計年取水量( $m^3$ )、 $Q_{year}$  は解析年流量( $m^3$ )、 $D_{week}$  は週水需要量( $m^3/week$ )、 $Q_{week}$  は解析週供給量( $m^3/week$ )、 $\omega_{week}$  は解析週取水量( $m^3/week$ )であり、添字の  $i$  は 16000 の流域を表す。WRR、CWD と水需給逼迫具合との対応は、表 4.9 のようになる[Hanasaki et al., 2008b]。週単位の水需給バランスから CWD を計算した理由は、浸透した水が河川に還る時間を少しでも考慮するためである。また、モデル計算では多量の水を要する代かきが各都道府県内で同じ日となるが、実際には水を得るために数日前後すると考えられる。

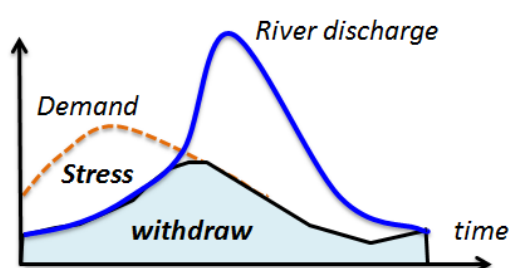


表 4.9 水ストレス指標と水逼迫度合の関係[Hanasaki et al., 2008]. WRR は季節性を考慮しない水ストレス、CWD は季節性を考慮した水ストレス指標である。

Stress	WRR index	CWD index
High	$0.4 \leq WRR < 1.0$	$0.0 \leq CWD < 0.5$
Medium	$0.2 \leq WRR < 0.4$	$0.5 \leq CWD < 0.8$
Low	$0.0 \leq WRR < 0.2$	$0.8 \leq CWD < 1.0$

図 4.25 CWD 指標による、季節性を考慮した水ストレス計算の概念図。

両指標の違いを考察するため、1994–2003 年における水ストレス計算を行った(図 4.26)。平成 23 年度日本の水資源[国土交通省, 2011]より、最近 20 年の渇水発生期間を比較対象とする。水ストレス指標と直接対応はしないが、渇水頻度の高い地域を水ストレスの高い地域として判断できる。現在のモデルでは利根川の分水等、流域と流域間の水輸送はモデリングしおらず、各流域の水ストレスは、流域内の水需要と水供給から計算されている。そのため、東京・大阪・名古屋等の都市圏で水ストレスが高くなることに留意が必要である。WRR により解析された水ストレスの高い地域は、渇水頻度が高い地域と一致した傾向が見られるが、ストレス値は現実的な感覚よりも高い。これは、WRR が統計取水ベースの水利用量から水ストレスを評価しているためと考えられる。そのため、特に水田での漏水量の多い日本では、WRR は水逼迫を表す指標として不適だと言える。一方、CWD では東北・中国・九州地方で水ストレスが検出されている。また、離島や小流域など、流出が速く水資源管理の難しいとされる流域での水ストレスも高くなっている。これらのことから、我が国の水ストレスを測る指標として、CWD が適していると言える。

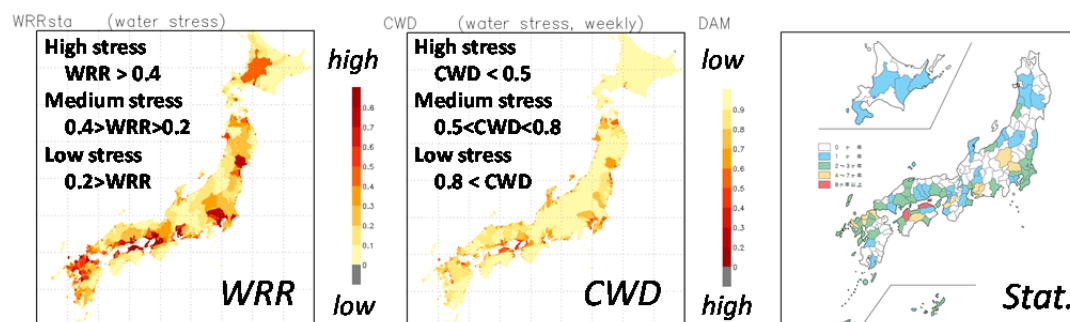


図 4.26 WRR, CDW 指標による日本全国の水ストレスと、統計情報との比較.

## 4.4 結論

### 4.4.1 全球陸域水循環解析から得られた知見

#### (1) 全球河川流量解析のまとめ

4.2.1 項では、全球河川に於いて 1994 年から 2003 年までの 10 年間の河川流量解析を行った。全球の流量観測点で解析された河川流量を検証すると共に、貯水池・灌漑活動が河川流量に与える影響を推計した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 河川流量を解析し、全球の観測地点で検証した。年流出量は、乾燥域以外の地域では概ね妥当であった。一方で乾燥域では、モデルにより解析された流量が、観測値を大きく上回った。乾燥域では、陸面過程のモデリングの問題、若しくは、観測降水量の精度に依然問題があると考えられる。
- 2) 月河川流量の検証では、貯水池モデルの組み込みによる精度の向上を確認した。しかし、kinematic wave 法による計算のため、河川流量の季節変化が、観測値よりも大きいモデルとなっている。今後、河道流下プロセスを改善していく必要がある。
- 3) 感度実験を行い、人間活動が陸域水循環に与える影響を検証した。灌漑活動と比較して、貯水池操作の組み込みにより河川流量の解析精度が改善する流域が多くみられた。

グローバルモデルでは常に、入力データの不確実性、モデルの不確実性、検証データの入手が困難な点が問題となる。近年はリモートセンシング技術を用いた全球プロダクトも多く発信されており、今後はそういったプロダクトも活用しつつモデルの精度評価を行う必要がある。4.2.1 項で解析した 20km という解像度は、流域毎の計算が行える解像度である。精度の悪かった流域では独自の解析を行い、原因の解明を行うことも必要である。

## (2) 全球灌漑要求水量解析のまとめ

4.2.2 項では、1994 年から 2003 年までの 10 年間の灌漑要求水量解析を行った。解析した灌漑要求水量を各国の統計データと比較して検証すると共に、作物により異なる灌漑要求水量の特徴を議論した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 陸面過程で計算された灌漑要求水量を、FAO から提供される各国の統計農業取水量データと比較し、良く一致することを示した。一方で、二期作が行われている地域で解析値が統計値より過小な場合があり、リモートセンシングデータを用いる二期作農事暦の抽出方法については改善を図る必要がある。
- 2) 単位面積当たりの農業水需要及び地域別の月変化を作物別に示した。それらの結果は、作物が栽培されている地域の違いを反映するものであった。リモートセンシングデータによる農事暦の作成により、南半球、北半球の季節性の違いを反映した灌漑要求水量の月変化が解析された。
- 3) 全球農地の取水量依存比率 (Brate) の検証を行った結果、灌漑農地の取水量の決定要素として、降水量、土壌物理、作物種が支配的であることが分かった。空隙率が高く保水力の低い土壌では、灌漑に使われた水の一部が地下水を涵養し、Brate が 1 を上回る地域も確認された。
- 4) 降水量を基準に各作物の取水量依存比率を比較した結果、米が最も取水量依存比率が高く、綿花が最も低いことが示された。米作は降水量の多い地域での栽培が多く、綿花は降水量の少ない地域での栽培が多いことも結果として示された。

本研究で提案する灌漑モデルによる農業水需要量推定手法は、農地の土壌物理や気象、作物の違いを反映可能なものであり、流域スケールでの農業水資源・国土計画に於いて有用な情報を提供しうるものである。今回の解析では、国レベルでの作物分布を一致させているが、今後はより詳細な作物分布情報の作成にも取り組む必要がある。

## (3) 灌漑が地表面からの水蒸気供給に与える影響のまとめ

4.2.3 項では、農地からの水蒸気供給 (LHF) を、大気水収支法、灌漑あり・なしのオフライン感度実験により推定した。推定した LHF と再解析陸面予報 LHF を中国北部及び北米の灌漑地域・天水農地地域で比較した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 中国北部・北米の天水農地では、陸面過程 LHF、再解析陸面予報 LHF 共に、現実的である大気水収支から推定された LHF に良く整合した。灌漑農地では、陸面過程解析 LHF は灌漑の考慮により、大気水収支法から求めた LHF への一致度が高くなることを示した。
- 2) 中国北部・北米の両地域で、灌漑農地における再解析予報降水量が観測プロダクトと比べて過大であった。中国における再解析陸面予報 LHF は大気水収支 LHF より過小であり、流出量が現実より過大である可能性がある。

今後の課題は、使用する再解析データと対象地域を増やすことである。再解析データは、ヨーロッパ中期予報センター（ECMWF）の ERA40 を用いて同様の検証を行っていく必要がある。また、観測精度・観測密度の高い中高緯度地域で対象地域を増やす必要がある。4.2.3 項では、陸面過程解析に灌漑を考慮することで、LHF がより現実的になることを示した。しかし、灌漑による LHF の差異が、気象モデルの出力する降水量や地表面気象強制力等などの程度寄与するかは、陸面オフライン実験では検証不可能である。既に、SiBUC を陸面境界条件に用いた非静力学気象モデルも開発されており[Souma et al., 2013]、今後はこういったカップリングモデルを用いて、灌漑による地表面のエネルギー・水収支変化が大気陸面相互作用に及ぼす影響についての研究発展も期待される。

### 4.4.2 日本域の河川流量・米生産・水ストレス解析から得られた知見

4.3 節では、日本域の河川流量・米生産・水ストレス解析を行い、モデルの精度を評価した。加えて、モデルによる解析値を用いて現在の日本の水ストレスを評価するに適した水ストレス指標について議論した。得られた知見を以下に示す。

- 1) 陸域水循環の解析精度を、国内 19 の一級河川に於いて検証した。月流量の検証では、冬季の降雪量を補正した結果、流量再現性が大きく改善されることが分かった。月流量で計算したナッシュの効率係数は、多くの河川で 0.8 を超えており、精度良く解析できていると言える。一方、精度の悪かった富士川、江の川、木津川については、今後レーダーアメダスのデータを用いて検証していく必要性が挙げられた。また、本研究で提案した中・小規模ダム操作の適用により、多くの河川で流量再現性が向上することを確認した。
- 2) 水稻生育モデルの解析を行い、既往研究と同程度の成果で解析されることを確認した。1991 年から 2004 年までの収量計算では、北日本・東日本・中日本・西日本のそれぞれの地域で、解析値が統計値によく整合した。北日本では、冷温障害を考慮することで、1994 年の冷害年の収量の大きな減収も再現されることを示した。
- 3) WRR 及び CWD 指標を用いて、現在気候下の日本流域の水ストレスを評価した。WRR と CWD を統計情報と比較し、日本の水ストレスを測る指標として CWD が適していることを示した。

開発したモデルは、気象強制力のみを入力として計算することが可能であるため、気候変動や耕作時期の変化などの入力情報の変化を、河川流量・水田水需要量と需給バランス・収穫量への影響として、因果関係を記述することが可能である。

## 第 5 章

### 長期水収支解析によるタイ・Chao Phraya 川の流出特性 分析に関する研究

#### Runoff Characteristics in the Chao Phraya River in Thailand Estimated Through Long-term Water Balance Analysis

##### Abstract

Intermittent heavy rain from June 2011 led to massive flooding in the Chao Phraya River basin. An understanding of water-balance characteristics in the upper basin is required to revise the master plan for management of the entire basin. In this study, the author has tried to figure out the runoff characteristics in the Chao Phraya River, Thailand. Through analyzing long-term runoff and rain gauge data and performing numerical calculations using the integrated water resources model, the author has reached the following main conclusions: (1) While precipitation has large difference between available precipitation products, simulated evapotranspiration using the products has small difference. Most of difference in precipitation translates to difference in runoff. Any error in the precipitation translates to approximately the same absolute error in runoff over the Eastern Asia. (2) More than 80 % of precipitation is lost through evapotranspiration in upper the Chao Phraya basin. Simulated evapotranspiration using several precipitation products were almost the same, suggesting that evapotranspiration in this basin strongly depends not on precipitation but on other metrological forcing such as temperature and radiations. (3) In 2011, precipitation exceeding the average by about 40% caused naturalized runoff +125% (+29 billion m<sup>3</sup>) that in an average year. The massive 2011 flood would have been difficult to prevent even if the operation of the Bhumibol Dam and Sirikit Dam had been appropriate. (4) There are natural flood years, which have higher than average precipitation that causes massive floods, and there are non-natural flood years, which have high precipitation but no massive floods. In natural flood years, the precipitation in June, July, and August is higher than that in the average years, and the total water storage capacity is brought close to saturation in September. Due to this, in addition to base runoff, surface runoff increases. Heavy rainfall in June, July and August has the effect of bringing the soil close to saturation, which is a necessary condition for massive flooding. Massive flooding results if this necessary condition is met and there is heavy rainfall in September and October. (5) Simulated discharge at C.2 can be improved by considering irrigation water withdrawal using the crop calendar which was generated with high-resolution crop classification map.

## 5.1 序論

### 5.1.1 研究の背景

2011 年 7 月から断続的に続いた大雨により、タイ国・Chao Phraya 川では大規模な洪水が発生した。工業集積地であるアユタヤ地区も被害を受け、日本を含めた外国企業にも大きな被害が出たことは報道で知られる通りである。The World Bank によると、2011 年洪水による経済被害は 1.425 兆バーツ (457 億 米ドル)に上るとされる[The World Bank, 2012]。2011 年の大洪水を受けて、タイ政府は 1999 年に策定した流域水資源管理計画・マスタープランの見直しを図っている。マスタープランの改定に向けては、流域の水文特性を理解することが重要である。2011 年洪水の後、JICA(The Japan International Cooperation Agency)は、治水対策プロジェクトを立ち上げた。著者らは、IMPAC-T(the Integrated study on hydro-Meteorological Prediction and Adaption to Climate change in Thailand)プロジェクトを通して、JICA の治水対策プロジェクトに参加している。本章は、治水計画に特に重要となる、Chao Phraya 川流域の流出特性について議論する。

Chao Phraya 川は約 160,000km<sup>2</sup>の集水面積を持ち、中流域の狭窄部 Nakhon Sawan(以後 C.2)地点で上流域と下流域に分かれている(図 5.1a)。上流域の集水面積は 110,000km<sup>2</sup>で、全流域面積の 68%を占める。上流からは 4 支川 (Ping 川, Wang 川, Yom 川, Nan 川) が北部山間部から流れ、中流域 C.2 地点で合流する。Ping 川, Nan 川には、灌漑・治水・発電を目的とする Bhumibol ダム (貯水容量 135 億 m<sup>3</sup>)、Sirikit ダム (貯水容量 95 億 m<sup>3</sup>) が建設され、下流の流況に大きな影響を及ぼしている。Chao Phraya 川流域は東南アジアモンスーン域に位置し、雨季 (5 月から 10 月) と乾季 (11 月から 4 月) にはっきりと分かれる。流域の総降水量の 90%は、この雨季の間に得られる[Kure and Tebakari, 2012]。また、降水量は一般に北部山間部で多い(図 5.1b)。これらの降水量は、主にタイ王立灌漑局(Royal Irrigation Department: RID)とタイ気象庁 (The Thai Meteorological Department: TMD) により観測されている。図 5.1c は、筆者らが GAME-T2 プロジェクトの WEB サイト[GAME-T2]、及び、IMPAC-T プロジェクトを通じて取得した降水観測点の分布である。C.2 地点の河川流量、つまり中流域のへ流出量を理解する上で、北部の降水量データの精度は非常に重要である。しかし、特に RID によって管理されている降水観測点は、下流デルタ地帯に集中している。

上流からの 4 支川が合流する C.2 地点は、流域の洪水・水資源管理に於いて非常に重要である。図 5.2 には、C.2 地点の長期的な年流出量(図 5.2a)と月流出量(図 5.2b)を示している。年流出量を見ると、80 年代前半から 90 年代前半までは 10 年程渇水年が続き、その後は豊水年が多くなっている。月流出量からは、Bhumibol ダムの完成(1964 年)、及び Sirikit ダムの完成(1977 年)以降、河川流量の季節変化が緩和されていることが分かる。これは、2 基のダムによる洪水期の流量緩和と、乾期に下流デルタ地帯で行われる稲作のための、農業用水放流のためである。これら 2 基のダムには、upper rule curve と lower rule curve と呼ば

れる、水位に関する 2 本のルールカーブがそれぞれ存在し、ダム貯水位が各時期に設定された二本のルールカーブ内に収まるように操作されている。しかしながら、過去のデータを見ると、ダム貯水位がルールカーブを超過することもあり、それほど厳密なルールでは無いと考えられる。加えて、ルールカーブ内に収めるといったルールの特徴から、人為的な判断にも影響されうる操作と言える。実際、1980 年代初めから 10 年連続した渇水の影響で、近年のダム操作は、利水を重視した操作であった、との指摘もある。2011 年の大洪水の後、2 基のダムの操作規則は、従来のルールカーブから、大幅に治水を重視したルールカーブに変更された(図 5.3)。2011 年洪水で大きな被害のあった下流域の工業地帯には多くの外国企業が進出しており、タイ政府としても治水対策への姿勢を示す必要があった。しかし、治水を重視したルールカーブへの変更は、乾期の下流域干ばつリスクの増加や、水位低下による発電量の減少を意味する。Chao Phraya 川の Bhumibol ダム・Sirikit ダム操作の難しさは、まさにこのトレードオフの問題に帰結し、今なお最適な操作を模索中である。

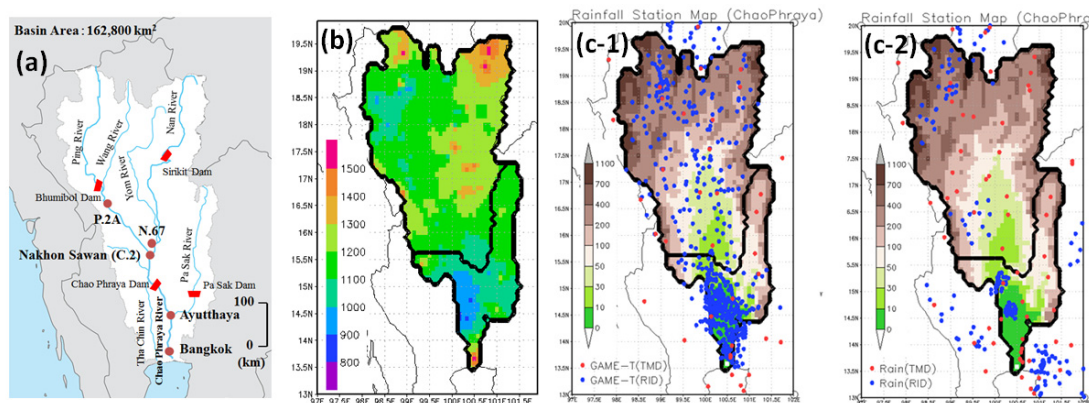


図 5.1 (a)流域の外観と、(b)年平均降水量分布、及び、(c)取得した降水データの観測点。

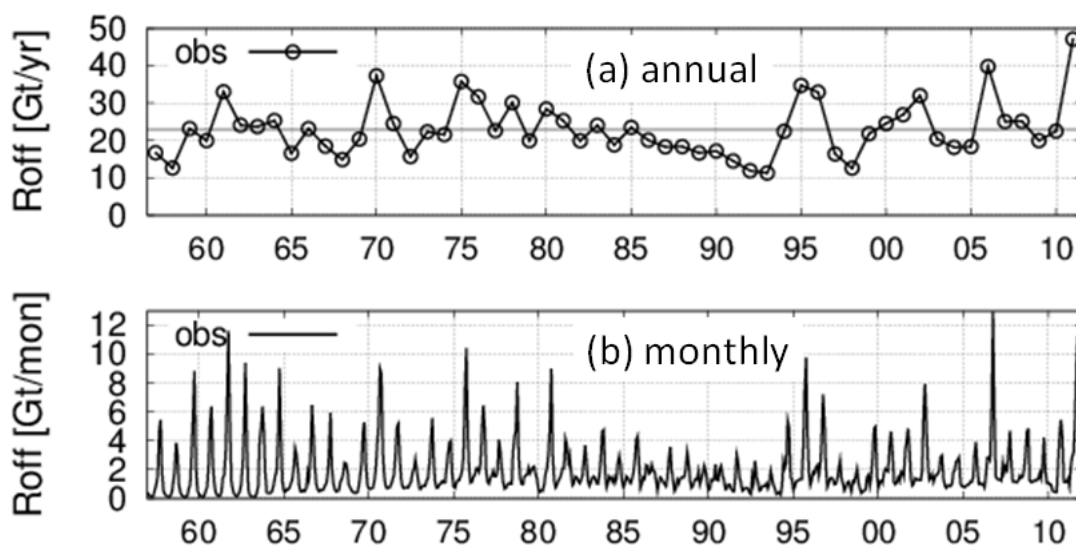


図 5.2 Nakhon Sawan (C.2)地点の長期的な、(a)年流出量と(Gt/yr)、(b)月流出量(Gt/yr)。



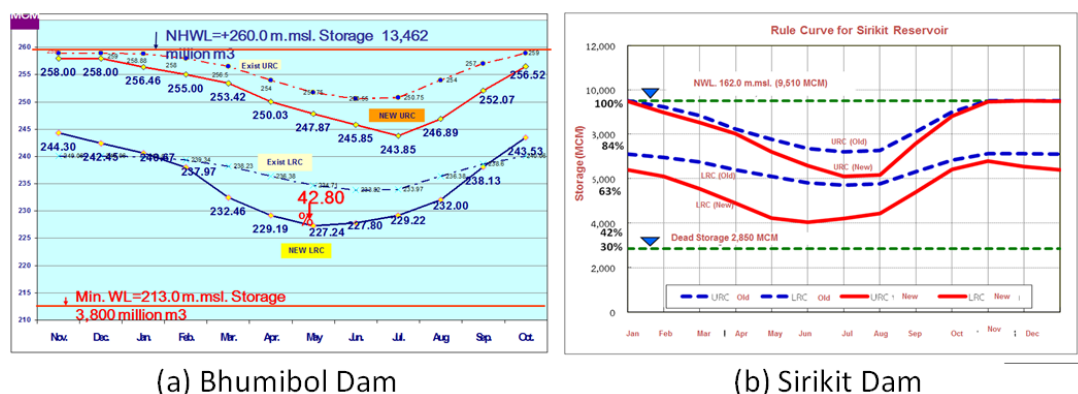


図 5.3 Chao Phraya 川流域 2 基の大規模ダム貯水位ルールカーブ。(a)は Bhumibol ダム、(b)は Sirikit ダムのルールカーブである。図は、ダムを管理する EGAT から提供された。

### 5.1.2 既往の研究と本章の目的

これまで、タイを対象とした水文研究は多く報告されている。Chao Phraya 川の大きな特徴である、氾濫といった形態を考慮した河道流下過程の高精度化については、Sayama et al. により開発された RRI model [Sayama et al., 2010] を用いた研究 [e.g. Sriariyawat et al., 2013], Yamazaki et al. により開発された CaMaFlood [Yamazaki et al., 2011] を用いた研究 [Komori et al., 2013], Wichakul et al. による研究 [Wichakul et al., 2013] 等が報告されている。河川流量解析では、GCM や RCM の出力値を用いて、気候変動が同流域に与える影響評価も試みられている [i.e. Kure et al., 2012; Hunukumbura et al., 2012; Champathong et al., 2013]。しかしながら、流出特性を流域全体で議論した研究は未だ少ない。Homdee et al. は水文モデルを用いて、森林から農地への土地利用変化が水収支に与える影響を推計した [Homdee et al., 2011]。Komori et al. は、洪水直後に行われた 15 地点の限られた降水観測データの解析から、2011 年の大洪水は平年より 43% 多い年降水量によりもたらされたと述べた [Komori et al., 2012]。

本章では、Chao Phraya 川の下流域洪水を防ぐ上で重要となる、中流域 C.2 地点の河川流量に着目する。長期間の流量・雨量観測解析や水文陸面過程モデルを用いた数値計算を通じて、以下の点を明らかにする。

- Chao Phraya 川の流出特性を明らかにする。年間の降水量に対して、どの程度の水量が蒸発として失われ、どの程度の水量が流出するか。更に、この降水—流出のバランスは、他の東アジア地域と同様であるか。
- Chao Phraya 川で大出水が起こる年は、どのような気象（特に降水）の特徴を持つか。また、増加する流出量は、どの程度であるか。大出水を引き起こす条件は、洪水期のである 9 月以前に発見可能であるか。
- 中流域の河川流量に、灌漑取水の影響はどの程度あるか。また、その灌漑取水の効果を、開発したモデルは適切に反映できているか。

## 5.2 タイ・Chao Phraya 川の陸域水循環解析

### 5.2.1 現地の水文データ収集と計算条件

Chao Phraya 川流域の降水量データと河川流量データについては、IMPAC-T プロジェクトと GAME-T2 プロジェクトのウェブサイトから取得した。以後、この観測降水データから内挿により作成したグリッドデータを、以後 K12 データと呼ぶ。同地域では、他の観測ベース降水量プロダクトとして、APHRODITE や GPCC も利用可能であるが、Chao Phraya 川流域で収集した雨量地点数は、本研究で収集した観測点数が多いことを確認した(1000km<sup>2</sup> あたりの観測地点数では、K12: 1.37, APHRODITE: 1.18, GPCC: 0.47 地点である)。C.2 地点の河川流量は、Bhumibol ダムと Sirikit ダムによって大きく影響を受ける。ダムの影響を除いた流量を本章では自然流量と定義し、以下の式で計算する。

$$ND_{C2} = OD_{C2} + [Inf + Pump - Out]_{BB,SK} \quad (5.1)$$

ここで、 $ND$  は自然流量( $m^3s^{-1}$ )、 $OD$  は観測流量( $m^3s^{-1}$ )、 $Inf$  はダム流入量( $m^3s^{-1}$ )、 $Out$  はダム放流量( $m^3s^{-1}$ )、 $Pump$  はダム揚水量( $m^3s^{-1}$ )である。添字の  $BB$ ,  $SK$  はそれぞれ、Bhumibol ダム、Sirikit ダムを表す。両ダムの流入・放流・揚水量データは、タイ電力公社(Electricity Generating Authority of Thailand: EGAT)より取得した。本章では、モデルの空間解像度を 5 分とし、SiBUC-kinematic wave 結合のモデルにより計算を実行する。

### 5.2.2 Chao Phraya 川上流域の長期水収支解析

#### (1) 東アジア域の降水量プロダクトの不確実性と、それらの流出への影響

Chao Phraya 川の流出特性を理解するための予備的な解析として、東アジア域に於いて 6 つの降水量プロダクト(GPCC, APHRODITE, H08, GPCP, GSMaP, JRA25)を用いて、降水量プロダクトの不確実性と、それらの流出への影響を分析した。ここで、GPCC, APHRODITE, H08 は地上降雨観測をベースに作成された降水量プロダクトである。GSMaP は衛星観測情報から作成されたプロダクトであり、GPCP は衛星観測降水量を地上観測値で同化したプロダクトである。JRA25 は、再解析計算により出力された、モデル出力降水量である。東アジア域における各降水量プロダクトの、降水量、解析蒸発散量、解析流出量の比較を図 5.4 に示す。1998 年から 2006 年までの平均値であり、APHRODITE からの差を示している。図 5.4a の降水量についてみると、APHRODITE や GPCC, H08 といった地上観測に基づいて作成された降水量であっても、特に東南アジア域で大きな差があることが分かる。Yatagai et al. (2013)は、これらの観測ベース降水プロダクト間の差は、収集した降水量のクオリティーチェックシステムや、異なる空間内挿方法によって生じたのではないかと指摘している。しかし、これらの降水量を陸面過程モデルに入力して解析した蒸発散量には、年間の蒸発散量の差がほとんど生じていないことが分かる(図 5.4b)。このことは、東アジア域に於いて

は、年間の蒸発散量が主に降水量以外の気象強制力（気温や放射）によって支配されていることを意味する。そのため、図 5.4c に見られるように、各プロダクト間で解析される流出量には、降水量の差と同程度の差が生じていることが分かる。Fekete et al. (2003)は、年間のポテンシャル蒸発散量を降水量が上回る湿潤域では、降水量の不確実性は蒸発散量に影響を与えず、その差の多くは流出量の差となる、と指摘している。流出量の差は降水量の差と比較して、その絶対量が少ないため、相対的に流出量の変化率は大きくなる。つまり、降水量としては小さい差異でも、流出解析を通して生み出される流出量は、相対的に大きい差異となる。特に、この傾向は年流出率の低い地域では顕著となる。東アジア域の中では、Chao Phraya 川の流出率は低く、年間 80%程度の降水が蒸発によって失われていると考えられる(図 5.5)。そのため、Chao Phraya 川流域は、東アジアに位置する河川の中では、降水量が流出量に与える感度が高い流域であると言える。

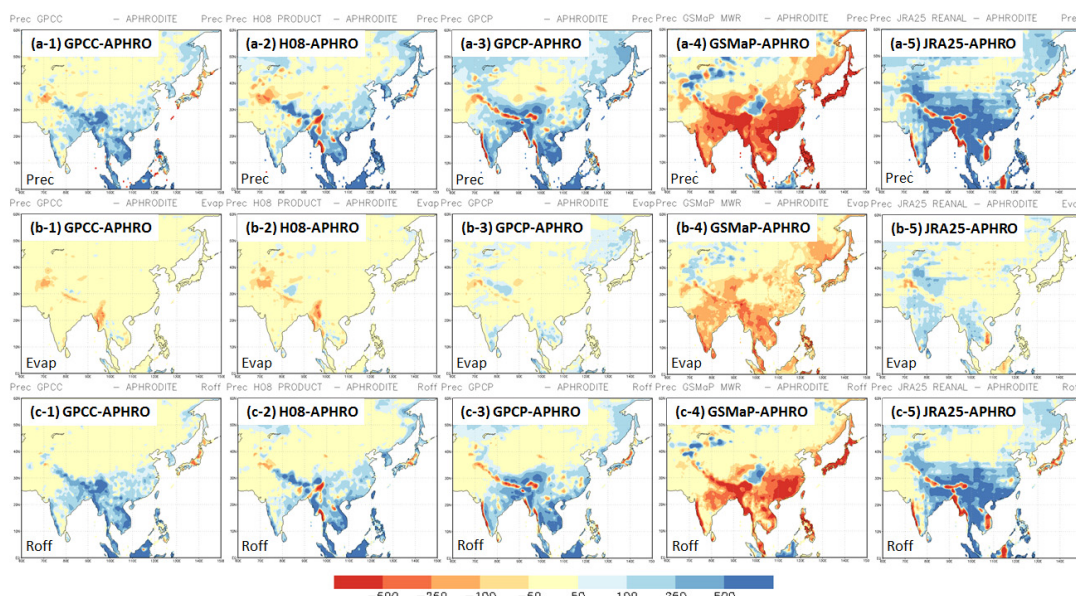


図 5.4 東アジア域における各降水量プロダクトの、(a)降水量(mm/yr)、(b)解析蒸発散量(mm/yr)、(c)解析流出量(mm/yr)の比較。1998 年から 2006 年までの平均値であり、APHRODITE からの差を示している。(a-1)、(b-1)、(c-1)は APHRODITE と GPCC を使用した際の差、(a-2)、(b-2)、(c-2)は APHRODITE と H08 を使用した際の差、(a-3)、(b-3)、(c-3)は APHRODITE と GPCP を使用した際の差、(a-4)、(b-4)、(c-4)は APHRODITE と GSMaP を使用した際の差、(a-5)、(b-5)、(c-5)は APHRODITE と JRA25 を使用した際の差を示している。いずれも、寒色は APHRODITE が他のプロダクトに比較して過小であることを意味する。

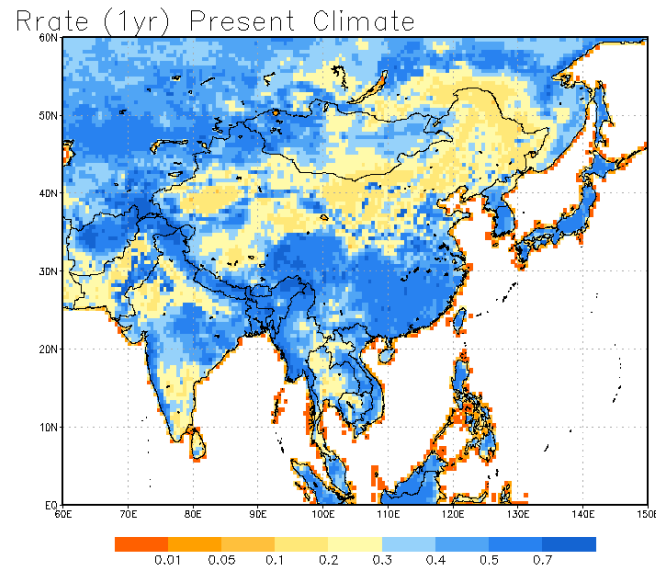


図 5.5 GPCC により解析された，東アジア域の年流出率(年流出量/年降水量).

## (2) Nakhon Sawan 上流域の長期水収支解析

収集した観測降水量(K12)と APHRODITE を用いて，1981 年から 2004 年までの長期水収支解析を行った．Nakhon Sawan 地点に於ける，観測自然流量と K12 と APHRODITE を使用した解析値の比較を図 5.6 に示す．本研究の陸面過程モデルに用いている SiBUC は解析に際しては基本的にキャリブレーションを行う必要がないため，この実験に於いてもデフォルトのパラメータで実行している．観測降水量(K12)を用いた解析結果は，観測値に良く整合していることが分かる．一方で，APHRODITE を用いた解析値は観測値に比べて過小である．24 年間の月河川流用から算出した Nash 係数は，K12 を用いた解析が 0.70 と観測値に良く整合する一方で，APHRODITE を用いた解析では Nash 係数は 0.47 であった．表 5.1 は，C.2 地点及び，上流域 4 支川の流量観測点に於ける水収支の特徴を示している．それぞれ，APHRODITE 及び K12 降水量を使用した場合の解析値（降水量，流出量，流出率）と，観測流出量を比較している．降水量を比較すると，5 地点いずれの集水域に於いても，APHRODITE 降水量が 100mm 程度，K12 降水量と比べて過小であることが分かる．それらを利用した流出量も，およそ 100 mm程度の差が生じている．Fekete et al. (2003)の指摘するように，Chao Phraya 川では，降水量の差のほとんどが，流出量の差として反映されることが分かる．ここで，降水量の差としては，K12 は APHRODITE の降水量よりも 10%程度多い．一方で，その 10%の降水量の差は，解析される流出量に，50-100%の増加をもたらしている．これは，Chao Phraya 川上流域の流出率が，20%以下と，非常に低くなっていることに起因する．既に指摘したように，Chao Phraya 川流域の流出量は，降水量への感度が非常に大きく，正確な流出量の解析には，精度の高い降水量データの収集が不可欠である．

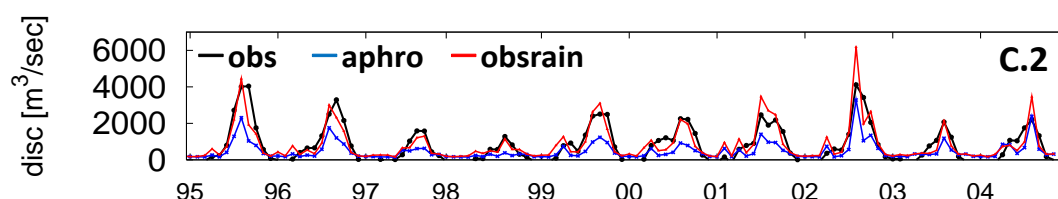


図 5.6 C.2 地点の観測自然流量( $\text{m}^3/\text{s}$ )と、観測降水量(赤線: obsrain)及び APHRODITE(青線: aphro)を使用した解析値の比較。

表 5.1 Chao Phraya 川の上流域, 5 流量観測点集水域に於ける水収支の特徴. (a)は観測流出量, (b)は APHRODITE を用いた解析流量, (c)は収集した観測降水量(K12)を用いた解析流量である. いずれも, 24 年間(1981–2004 年)の平均値を示している.

Station	(a) Obs.	(b) Sim. APHRODITE				(c) Sim. K12 (observed prec.)			
	Roff	Stat	Prec	Roff	Rate	Stat	Prec	Roff	Rate
C.2	195	1.18	1005	109	0.11	1.37	1144	192	0.17
Bhumibol Dam	190	1.17	989	105	0.11	1.69	1101	169	0.15
Sirikit Dam	415	0.69	1086	109	0.10	0.84	1246	212	0.17
Y.6	200	1.17	992	106	0.11	1.07	1164	200	0.17
W.4A	89	1.58	935	97	0.10	1.69	1101	182	0.17

Prec は年降水量( $\text{mm}/\text{yr}$ ), Roff は年流出量( $\text{mm}/\text{yr}$ )であり, Rate は  $\text{Roff}/\text{Prec}$  で計算される. Stat は各流量観測点集水域での,  $1000\text{km}^2$  当たりを使用されている観測降雨地点数である.

### (3) Chao Phraya 川上流域の各支川に於ける解析結果

24 年間(1981–2004 年)の, 観測降水量(K12)を用いた年流出量と観測値との比較を図 5.7 に示す. 合流地点である Nakhon Sawan (C.2)地点と, Ping 川の Bhumibol ダム, Nan 川の Sirikit ダム, Yom 川の Y.6 観測点, Wang 川の W.4A 観測点に於ける比較を示している. C.2 地点と Bhumibol ダム, Y.6 地点では解析値が観測値に良く整合した. その一方で, 解析値は Sirikit ダムで過小, Wang 川で過大である. しかし, 表 5.1 に示されるように, 各支流の流出率は同程度である. 支川毎に地表面被覆や土壌物理が大きく異なり, 流出率が大きく変わることは考えにくい. また, Sirikit ダムでの過小, Wang 川の過大は, 他の水文モデル(e.g. Hanasaki et al., 2008a)でも同様の結果が報告されている. その為, 現状の水文モデルで考慮されていない現象, 若しくは, 降水量データの不確実性が解析値が Wang 川で過大, Nan 川で過小になる原因であると考えられる.

Wang 川で流出量を検証した W.4A 地点は, Wang 川の最下流部に位置し, 氾濫原に位置する観測点である. 氾濫による河道からの越水や, 氾濫原からの蒸発損失により, この過大評価が生まれたと考えられる. 実際に 2013 年 8 月に行った, 現地の住民や行政者への聞き取り調査では, W.4A 地点では年に 1 回以上の氾濫が必ず起こり, その浸水が 2 週間–1 ヶ月程度続くことが判明した. Wang 川における過大評価は, 本節の解析や Hanasaki et al. の解析で, 氾濫原への越水やそこでの蒸発損失を考慮していなかったために起こったと考えられる.



Sirikit ダム集水域で解析値が過大であった原因は、今もなお検討中であるが、1つの可能性として K12 降水量の精度が疑われている。図 5.1 に示したように、Chao Phraya 川では北東地域の降水量が多いが、その一方で同地域の降水量観測密度が低い。既に述べたように、Chao Phraya 川流域では降水量の差異が流出量に与える影響が非常に大きい。今後は、これらの結果も踏まえ、観測雨量の重要性を現地のカウンターパートに伝えていくことも重要になる。

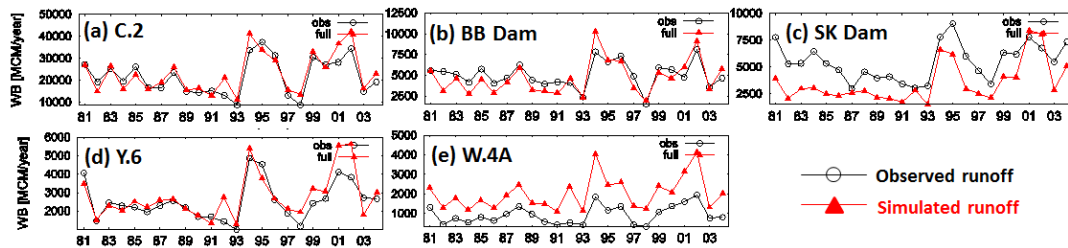


図 5.7 24 年間(1981-2004 年)の解析値と観測値の年間流出量比較。(a)は中流域 Nakhon Sawan, (b)は Ping 川の Bhumibol ダム, (c)は Nan 川の Sirikit ダム, (d)は Yom 川の Y.6, (e)は Wang 川の W.4A 地点である。赤線が解析値、黒線が観測値を示す。

### 5.2.3 雨季中盤の雨が Chao Phraya 川上流域の流出に与える影響

#### (1) 雨量－観測流量関係の分析

既に議論したように、Chao Phraya 川流域では年降水量の 80%が蒸発により失われると考えられるため、少しの降水量の増加が大きな流出の増加をもたらす。本項では、Chao Phraya 川の下流域洪水を防ぐ上で重要となる、中流域 C.2 地点の河川流量に着目する。過去の流量・雨量観測解析や、水文陸面過程モデルを用いた数値計算を通じて、C.2 地点で大出水が起こる条件について明らかにする。

32 年間(1980 年から 2011 年)の Nakhon Sawan 流域年降水量を、多い順から並べたものを図 5.8 に示す。図 5.8a はその年の観測流量及び自然流量を併記したものである。黒補助線は平均及び平均+10%, +20%, +30%, +40%年降水量である。青補助線は平均及び平均+25%, +50%, +75%, +100%, +125%年自然流量である。Komori et al. (2012)の指摘するように、2011 年の大洪水は、平均より 40%以上多い降水量によってもたらされていることが分かる。2011 年の降水量は、32 年間では突出しており、平年+125%の自然流量が観測されている。この+125%の自然流量増加は、体積では 290 億  $m^3$  に上る。2011 年の大出水については、Bhumibol ダム(貯水容量 135 億  $m^3$ )と Sirikit ダム(貯水容量 95 億  $m^3$ )の容量を大きく上回っており、運用が適切であっても洪水を防ぐことは難しかったと言える。2006, 1980, 1995 年は、平均を約 10%上回る降水量により、平年を 50-75%上回る自然流量が観測されている。Chao Phraya 川上流域の流出率は 20%程度であり、流出率が低い流域では、少しの降水量の増加で流出量が非常に大きくなる。2006, 1980, 1995 年の結果は、その様な流域特性を顕著に示している。

年降水量の多い年では、観測流量（赤線）が自然流量（青線）を下回っている。これは、豊水年に於ける貯水池の治水効果である。豊水年に溜められた水量の一部は、渇水年に放流され、年降水量の少ない年は、観測流量が自然流量を上回る年もある。なお、（自然流量－観測流量）の積分値が 0 を上回るが、これはダム湖面からの蒸発により失われた水量である。C.2 地点の流量が多くなり洪水が起こるのは、その年が大出水であるという必要条件に加えて、その出水量をダムで緩和できなかった場合である。ダムによる流出緩和効果は、雨季が始まるまでのダム貯水量など様々な要素が影響する。本論文では、Chao Phraya 川流域で洪水を引き起こす必要条件である、大出水となる年の条件について以後考察を進める。つまり、C.2 地点の自然流量が多くなる条件について議論を進める。

図 5.8a から観測流量の情報を除くと、図 5.8b になる。図 5.8b は、降水量の多い年が必ずしも大出水をもたらさないことを示している。2011, 2006, 1980, 1995 年は、平年よりも多い降水量が大出水をもたらしている。以後、これらを自然洪水年と定義する。その一方で、1999, 2008, 2001, 2010, 1988 年は、降水量が平年より多いにもかかわらず、自然洪水年に比べてその流出量は少ない。以後、これらを非自然洪水年と定義する。降水量が多い中での、自然洪水年と非自然洪水年の違いは、総降水量以外の要因が流域の総流出量に影響を与えていることを示唆している。Chao Phraya 川の治水を考える上で、どういう条件下で大出水が起こるかを明らかにすることは極めて重要である。

以降では、水文陸面過程モデルの解析結果を用いつつ、同流域で大出水となる条件を考察していく。数値計算により、地表面滞水量などの雨量・流量観測では得られない水文情報を議論することが可能になる。降水量以外の気象強制力のデータ期間が 2006 年までであるため、自然洪水年として 2006, 1980, 1995 年（以下、NF: Natural Flood）を、非自然洪水年として 1999, 2001, 1988 年（以下、NoNF: Non Natural Flood）を取り上げる。NF 年、NoNF 年の流出特性の違いについて議論を進める。

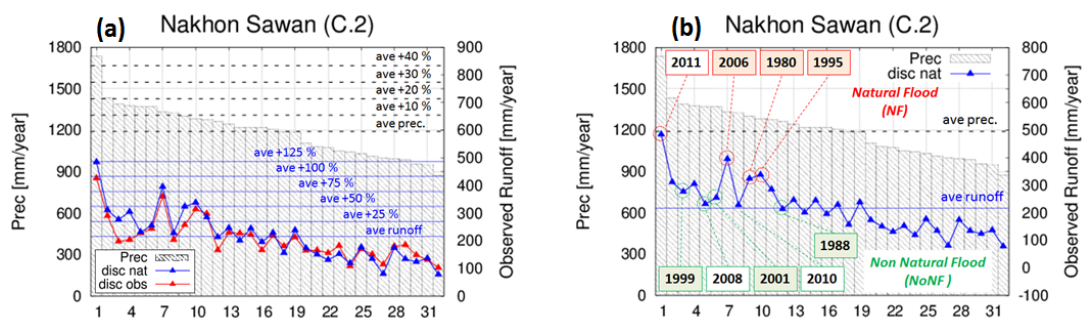


図 5.8 32 年間(1980-2011 年)の Nakhon Sawan 流域年降水量を、多い順に並べたもの（黒棒グラフ）。(a)にはその年の観測流量（赤線）及び自然流量（青線）を併記している。黒補助線は平均及び平均+10%, +20%, +30%, +40%降水量である。青補助線は平均及び平均+25%, +50%, +75%, +100%, +125%自然流量である。(b)にはその年の自然流量（青線）及び、本研究で自然洪水年、非自然洪水年とした年を併記している。

## (2) 自然洪水年, 非自然洪水年の水文量比較

Nakhon Sawan 流域での, 27 年間平均(黒線; 1980 年から 2006 年), NF 年平均 (赤線; 1980, 1995, 2006 年), NoNF 年 (緑線; 1988, 1999, 2001 年) の水文量比較を図 5.9 に示す. 黄ラベルは全期間の最大・最小値を示している. 図 5.9a は観測降水量, 図 5.9b は観測自然流量, 図 5.9c は解析流出量, 図 5.9d は解析地表面貯水量, 図 5.9e は解析地表面貯水量変化, 図 5.9f は解析表面流出量, 図 5.9g は解析基底流出量, 図 5.9h は解析蒸発散量をそれぞれ示す.

降雨量を比較した図 5.9a では, NF 年の降雨量が, 平年・NoNF 年と比較して, 6,7,8 月に多い. 6,7,8 月における NoNF 年の降水量は, 平年と大きな違いがない一方で, 5,10 月に多くの降水量を得て, 年降水量が多くなっている.

観測自然流量を比較した図 5.9b では, NF 年の観測自然流量が平年・NoNF 年を大きく上回っていることが分かる. 図 5.9a における降水量の差と比べると, この観測自然流量の差は非常に顕著である. 9, 10 月の観測自然流量は, 平年・NoNF 年の約 2 倍である. 平年・NF 年・NoNF 年のいずれに於いても, 5, 6, 7 月には降雨があるにもかかわらず, 観測自然流量は非常に少ない. これは, 5 月まで続く乾季により流域の土壌が非常に乾燥し, 雨季初期の降雨は土壌に貯留されて流出しないためだと考えられる. NoNF 年の観測自然流量は, 10 月に平年を上回るものの, その他の時期はほぼ平年と同じである.

解析流出量を比較した図 5.9c は, モデルの流出が観測自然流量と同じ傾向を持つことを示している. 観測よりも流出のピークが早くなっているのは, モデル出力は各計算メッシュでの流出を積算しており, 河道流下の時間を考慮できていないためである. モデルの計算に於いても, 図 5.9c と同じく, NF 年の観測自然流量が平年・NoNF 年を大きく上まわり, ピーク時期の流出量は, 平年・NoNF 年の約 2 倍である. なお, 1 月から 4 月にかけての乾季流量が観測値よりも大きいのは, 本節では乾季における灌漑の取水効果を反映していないためである.

解析地表面貯水量の比較は図 5.9d に, 地表面貯水量変化の比較は図 5.9e に示される. ここで地表面貯水量 (以下 TWS: Total Water Storage) とは, モデルの診断量である土壌水分量, 地表・植生遮断量, 湿地・水田での地表面滞水量の総和である. 地表面貯水量の多くは, 土壌水分量により占められる. 27 年間の地表面貯水量の長期平均値は 720mm であった. 図 5.9d は, その平均からの差を TWS として, 各月初日の値を示している. 本研究では, ECOCLIMAP を使用して土壌厚, 間隙率等の土壌物理パラメータを与えているため, 現実的な値として TWS を議論することが可能である. NF, NoNF 年の TWS は, 6 月以降いずれも平年を上回っている. 8 月以降は NF 年の TWS が NoNF 年を上回り, 10 月にピークを迎えて 200mm を超えていることが分かる. 図 5.9d からは, TWS の限界量が約 200mm であることが考えられる. 土壌・地表遮断量の限界に近い場合に降雨があると, 降雨は土壌に浸透せず, 地表面流出率が増加し大出水につながる. 図 5.9e を見ると, NF 年の TWS 変化は, 平



年・NoNF 年に比較して 6, 7 月の増加量が大きい。これらの差は降水量の差によりもたらされており, 6, 7 月の降水量が NF 年と NoNF 年の差を生む原因であると言える。

解析表面流出量は図 5.9f に, 解析基底流出量は図 5.9g に示される。表面流出量と基底流出量の和が流出量である。基底流出量は土壌水分量に大きく依存する為, TWS の大きい NF 年に基底流出量が大きく増加する。9, 10 月の基底流出量は平年・NoNF 年の約 2 倍となっている。その一方で, 降水量は多いものの土壌水分量が回復していない 5, 6, 7 月には, 基底流出量は少ない。これは, 5, 6, 7 月にも発生している地表面流出とは対照的である。TWS がピークに近い NF 年の 8, 9 月は, 地表面流出量も平年・NoNF 年の約 2 倍発生している。8, 9 月は, 表面流出に加えて基底流出が大きくなることで, 流出量が大きくなっていることが分かる。

解析蒸発散を比較した図 5.9h では, 平年・NF 年・NoNF 年の蒸発散量がほぼ同じである。5 月から 10 月にかけては, 毎月約 100mm でほぼ一定である。既に議論したように, Chao Phraya 川の雨季蒸発散量は, 降雨量ではなく, 気温や放射といった他の気象条件によって支配的に決まっているといえる。

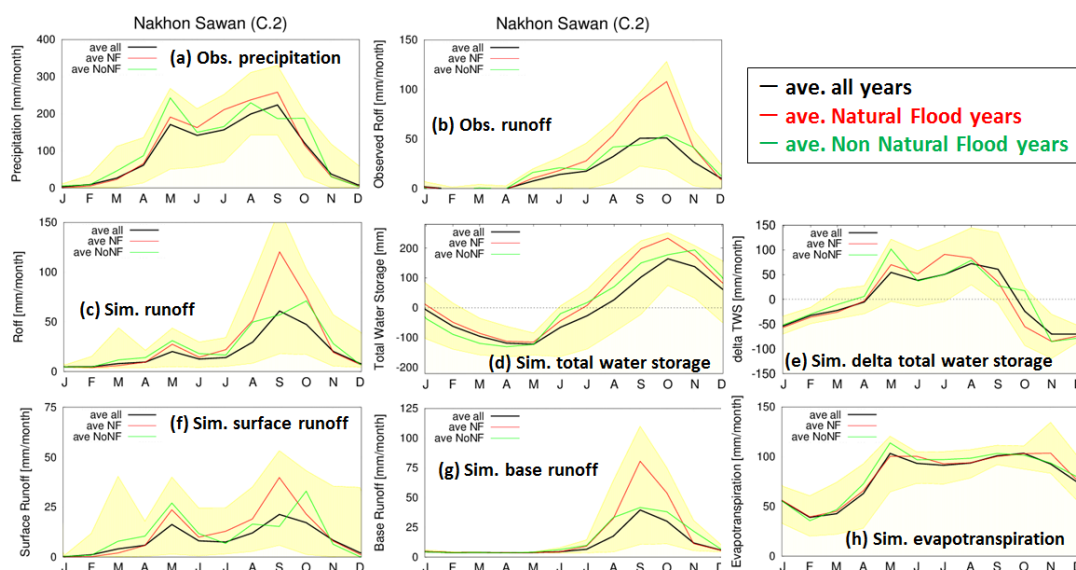


図 5.9 Nakhon Sawan 流域での, 27 年平均(黒線; 1980-2006 年), 自然洪水年平均 (赤線; 1980, 1995, 2006 年), 非自然洪水年平均 (緑線; 1988, 1999, 2001 年) の観測・解析水文量比較。黄ラベルは全期間の最大・最小値を示している。(a)は観測降水量, (b)は観測自然流量, (c)は解析流出量, (d)は解析地表面貯水量, (e)は解析地表面貯水量変化, (f)は解析表面流出量, (g)は解析基底流出量, (h)は解析蒸発散量を示す。

### (3) 地表面貯水最大量－観測流量関係の分析

自然洪水年，非自然洪水年の水文量比較の議論では，TWS が 8, 9, 10 月の流出量に与える影響が大きいことが分かった．土壌水分量が多くなることで基底流量が多くなる効果と共に，土壌が飽和状態に近くなるため降雨が浸透せず，地表面流出量が大きくなる効果を持つためである．そのため，TWS の状態に注目することで，流域で大出水が起こるか否かを判断できると考えられる．ここでは，年最大 TWS に注目する．

27 年間(1980 年から 2006 年)の Nakhon Sawan 流域 TWS 年最大値（以下  $TWS_{max}$ ）を，多い順に並べたものを図 5.10 に示す．図 5.10 にはその年の観測自然流量を併記している． $TWS_{max}$  を指標にすることで，図 5.8 と異なり，NF 年と NoNF 年を明確に分離できている．ここで取り上げた NF 年（1980, 1995, 2006 年），NoNF 年(1988, 1999, 2001 年)は，いずれも年降水量は平均年+10%程度である．NoNF 年は，年降水量は NF 年と同程度であるものの，6, 7, 8, 9 月の降水量が NF より少ないため， $TWS_{max}$  が NF 年より低かったと言える．その一方で，NoNF 年は 5, 10 月降水量が NF 年よりも大きい．5 月の降雨は TWS の増加に寄与するものの，10 月の降雨は TWS が低下し始める時期に重なり，土壌に浸透することにより流出量はそれほど増加しないと考えられる．

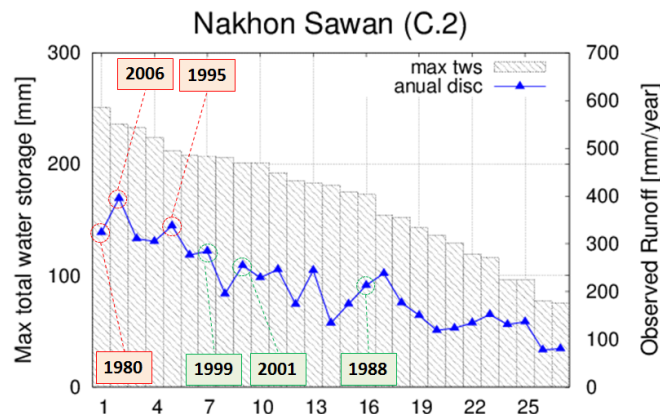


図 5.10 27 年間(1980–2006 年)の Nakhon Sawan 流域地表面貯水量年最大値を，多い順に並べたもの（黒棒グラフ）．その年の観測自然流量（青線）を併記している．

Nakhon Sawan 流域での自然洪水年(1980, 1995, 2006, 2011 年)，非自然洪水年(1988, 1999, 2001, 2008, 2010 年)，平年に於ける観測自然流量，観測降水量，解析地表面貯水量，解析流出量を表 5.2 にまとめて示す．表 5.2 中の赤字で示されるように，TWS の高い月に多くの降水があると，解析流出量が非常に多くなることが分かる．その逆に，1995 年 8 月のように非常に多くの降水があっても TWS に余裕がある場合，降雨は土壌に浸透するため流出量は抑制される．図 5.9a にも示されるように，Chao Phraya 川では 9 月に降水量が最も多くなる．そのため，9 月の時点での TWS が，流域の流出に大きく影響すると考えられる．9 月の TWS は，8 月以前の降水量によって決定される．

表 5.2 Nakhon Sawan 流域での自然洪水年(1980, 1995, 2006, 2011 年), 非自然洪水年(1988, 1999, 2001, 2008, 2010 年), 平年に於ける観測自然流量, 観測降水量, 解析地表面貯水量, 解析流出量の比較. Total は年積算, ASON は 8, 9, 10, 11 月の積算値を示す. 表中の赤字は, 陸面貯水量が多い月に多くの降水があり, 流出量が多かった月である.

Year	Obs. naturalized runoff (mm)		Obs. precipitation (mm)				Sim. total water storage (mm)				Sim. runoff (mm)			
	Total	ASON	Aug	Sep	Oct	Nov	Aug	Sep	Oct	Nov	Aug	Sep	Oct	Nov
1980	324.	253.	169.	281.	123.	21.	152.	193.	251.	208.	39.	123.	67.	16.
1995	338.	299.	311.	240.	95.	54.	36.	188.	211.	153.	60.	113.	56.	31.
2006	395.	321.	231.	252.	130.	17.	127.	213.	236.	162.	55.	124.	103.	10.
2011	484.	353.	280.	327.	150.	13.	-	-	-	-	-	-	-	-
1988	213.	140.	211.	143.	191.	27.	79.	157.	154.	173.	27.	34.	69.	20.
1999	276.	209.	214.	231.	189.	50.	28.	124.	190.	208.	25.	71.	79.	42.
2001	255.	194.	263.	186.	183.	12.	104.	169.	188.	200.	96.	65.	65.	22.
2008	231.	193.	187.	237.	204.	60.	-	-	-	-	-	-	-	-
2010	227.	231.	353.	232.	203.	1.	-	-	-	-	-	-	-	-
Ave.	216.	160.	199.	223.	122.	37.	27.	102.	164.	138.	30.	61.	47.	20.

#### (4) 雨季中盤の雨が流出に与える影響

図 5.11 は, Nakhon Sawan 流域での 8, 9, 10 月積算流出量及び地表面貯水量年最大値と, 6, 7, 8 月積算降水量(図 5.11a-1, b-1), 8, 9, 10 月積算降水量(図 5.11a-2, b-2), 6, 7, 8, 9, 10 月積算降水量(図 5.11a-3, b-3) の比較を示している. それぞれ, 線形近似直線と決定係数についても示している. 図中の赤印, 緑印はそれぞれ, 自然洪水年(1980, 1995, 2006, 2011 年)及び非自然洪水年(1988, 1999, 2001, 2008, 2010 年)を示している.

図 5.11a-1, a-2 を比べると, 8, 9, 10 月の観測流量との決定係数は, 6, 7, 8 月雨量が 0.6481 であるのに対し, 8, 9, 10 月雨量は 0.5276 である. この点は重要な発見であり, 8, 9, 10 月の流量は同期間の雨量に比べて, 6, 7, 8 月の雨量の方に影響されることを意味している. 最も降雨が多くなる 9 月前の 6, 7, 8 月雨量により土壌が飽和に近い状態になっていることが大出水の必要条件であると言える. 図 5.11b-1, b-2 に於ける  $TWS_{max}$  との決定係数は, 6, 7, 8 月雨量が 0.505 であるのに対し, 8, 9, 10 月雨量は 0.393 であり,  $TWS$  の最大値についても 6, 7, 8 月雨量が支配的である.

既に議論したように, Chao Phraya 川流域では, 土壌が飽和に近い時に降雨があった場合に大出水が起こると考えられる. 6, 7, 8 月の雨量が多いことは, 土壌を飽和に近くする効果を持つため, 大出水への必要条件である. その必要条件の上に 8, 9, 10 月の雨量が多い場合に大出水が起こると言える. このことは, 図 5.11a-3 に於いて 56, 7, 8, 9, 10 月雨量と 8, 9, 10 月自然流量間の決定係数が 0.7260 と非常に高くなっていることから裏付けられる. 一方で, 6, 7, 8 月雨量が平年通りであり, 土壌に余裕がある場合は 8, 9, 10 月に雨量が多くなっても大出水にはつながらない. この差は, 2010 年と 2011 年に顕著に表れている. 2010 年の 8, 9, 10 月雨量は大洪水の起こった 2011 年よりも多いにも関わらず, 6, 7, 8 月雨量が 2011 年ほど高くなかったため, 大出水につながらなかったと考えられる. 2010 年

は 8 月に 353mm と大きな降雨を観測しているものの、それ以前の降雨が平年と比較して多いわけではなく、土壌に余裕があったと考えられる。

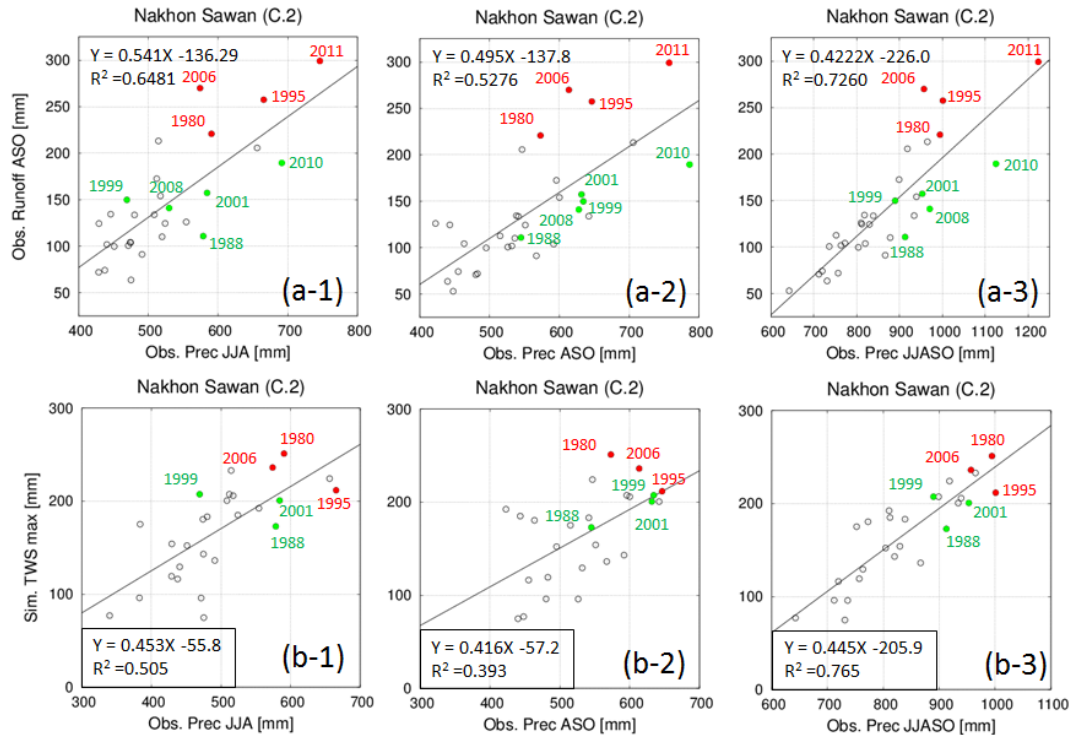


図 5.11 Nakhon Sawan 流域での 8, 9, 10 月積算流出量及び地表面貯水量年最大値と、6, 7, 8 月積算降水量(a-1, b-1)、8, 9, 10 月積算降水量(a-2, b-2)、6, 7, 8, 9, 10 月積算降水量(a-3, b-3)の比較。それぞれ、線形近似直線式と決定係数についても示している。図中の赤印、緑印はそれぞれ、自然洪水年(1980, 1995, 2006, 2011 年)及び非自然洪水年(1988, 1999, 2001, 2008, 2010 年)を示している。JJA は 6, 7, 8 月積算、ASO は 8, 9, 10 月積算、JJASO は 6, 7, 8, 9, 10 月積算であることを示す。

#### (5) 今後の治水計画への活用方法

Chao Phraya 川の治水に於いて、C.2 地点の流量を Bhumibol, Sirikit ダムの運用によって低下させることが重要である。そのため、最も降雨が多い 9 月の前に放流を行い、貯水量に余裕を持たせる必要がある。しかし、両ダムは利水目的も併せており、雨季の後の乾季に向けて農業用水を確保する必要もある。同流域の水資源管理で難しい点は、この両目的を併せて達成することである。5 月の時点でその年の雨季の降雨・流出量を予測することが理想的であるが、現在の数値気象予測にはその精度を期待することはできない。しかし、わずかな期間でも実際に起こる前に大出水を予測することが出来れば、その期間に放流することでダムによる治水効果は高まることになる。

本研究では、9, 10 月に大出水が起こるために、8 月の時点で土壌が飽和に近くなっていることが必要条件であることを明らかにした。本研究で用いた陸面過程モデルをリアルタイムで計算させることにより、TWS の情報を時々刻々と診断することが可能である。7, 8 月の時点で TWS が平年よりも高くなった場合は、大出水が起こる可能性があるため、事前

放流の検討を行うことが可能である。ただし、TWS が飽和に近いことは、あくまで必要条件であり、9、10 月の降雨が少ない場合は大出水が起こらない場合も想定される。そのため、TWS を診断した上で確率論的なダム操作規則を確立していくことが望ましいであろう。一方で、TWS が平年通りである場合は、大出水につながる可能性が非常に低いと、事前放流を行う必要がない。

## 5.2.4 高解像度作物分布情報を利用した農事暦の高精度化

### (1) 農事暦作成に利用する衛星 NDVI のミクセル問題

本項では、研究を実施する中で生じた河川流量解析の問題と、その原因の仮説と解決方法を順に記述する。問題提起としての流量解析結果を図 5.12 に示す。図 5.12 は、C.2 地点の解析流量と観測値との比較であり、1998 年 1 月から 6 月の結果を示している。黒線は観測流量、赤線は灌漑取水を考慮した解析流量、緑線は灌漑取水を考慮しない場合の解析流量である。解析では、Bhumibol ダムと Sirikit ダムからの放流量を境界条件として与えている。解析では、灌漑取水を考慮しない場合に乾季の河川流量が過大評価であることが分かる。灌漑取水を考慮した結果、4-5 月の河川流量に灌漑取水の効果が出ているが、4-5 月の灌漑取水量が過大であり、逆に 1-3 月の灌漑取水が反映されていないことが確認できる。なお、河川流量が定期的に振動しているのは、境界条件に用いている貯水池が、発電量を減らす土、日曜日にその放流量を減少するためである。本項では kinematic wave 法で河道流量を解析したため、これらの振動が減衰せずに C.2 地点に到達したと考えられる。ここで、この時期のタイは乾季に入っており、Yom 川と Wang 川からの流量は非常に少ない。その為、灌漑取水を考慮しても尚続く解析流量の過大は、灌漑による河川流量からの取水を適切に反映できていない為であると考えられる。

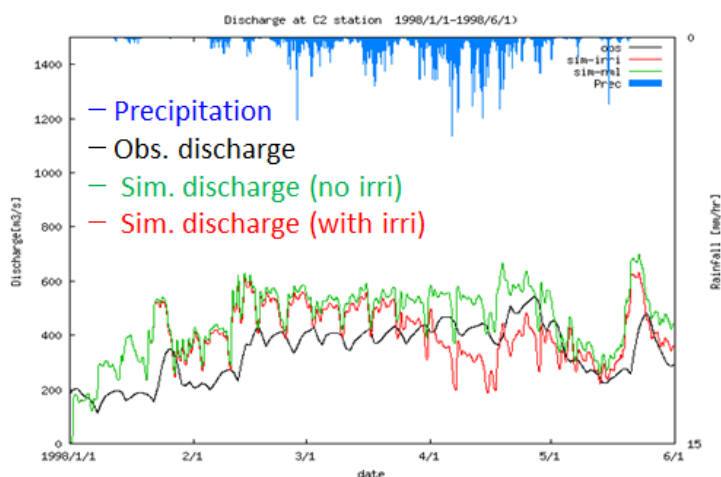


図 5.12 C.2 地点の流量解析結果と観測値との比較。1998 年 1 月から 6 月の結果を示しており、黒線は観測流量( $\text{m}^3/\text{s}$ )、赤線は灌漑取水を考慮した解析流量( $\text{m}^3/\text{s}$ )、緑線は灌漑取水を考慮しない場合の解析流量( $\text{m}^3/\text{s}$ )である。解析では、Bhumibol ダムと Sirikit ダムからの放流量を境界条件として与えている。



第 4 章に於ける各国の解析灌漑取水量と統計値の比較でも示したように、本研究では二期作を行っている地域で、灌漑要求水量が過小である。この問題は、基本的には二期作目の農事暦を適切に反映できていない為に起こっていると考えられる。しかし一方で、第 3 章で示した本研究の農事暦作成手法は、衛星 VI の正規化により、二期作を適切に考慮できるように配慮されている。その為、農事暦の作成に用いた NDVI に問題があると疑われる。本項で農事暦の作成に用いた NDVI は、GLCC の土地被覆データにより”灌漑地若しくは天水農地”と判定された 1km グリッド NDVI を抽出し、その平均値を用いている。しかしながら、公開されているグローバルデータには精度の限界がある。例えば、土地被覆データも基本的かつ重要なデータであり、複数の機関から 1km 全球陸面土地被覆データが提供されているが、最近の比較研究では、グリッドごとの土地被覆の一致度は 60%程度とされている[e.g. Herold et al., 2008]。つまり、GLCC の土地被覆データで”灌漑地若しくは天水農地”と分類されているグリッドでも、4 割は他の土地利用状態である可能性がある。耕作グリッドに森林が混在した場合は、平均化によるフェノロジーの抽出が上手く行われない。

そこで、北宅らにより開発された、全球 1km 作物分類図(北宅ら, 2010)を用いて水田の抽出を行った。全球 1km 作物分類図は、萬ら(2005)の手法を用いて、解像度 1km で 5 作物(米, 春小麦, 大豆, コーン, 冬小麦)の耕作グリッドを抽出したプロダクトである。このプロダクトに於いて米と判定されたグリッドから、米作のフェノロジーの抽出を行った。全球 1km 作物分類図の活用により、これまで平均化により抽出されなかった二期作のフェノロジーが抽出可能になる。加えて、京都大学東南アジア研究所から提供されている、AgroSEAD(Agro-Southeast Asian Database)を用いて土地利用データの高度化を行った。Agro-SEAD は東南アジアに於いて、県単位での作物の作付面積を整備しており、FAO の作物分布情報と比較して高精度の土地利用分布データの作成が可能である(図 5.13)。

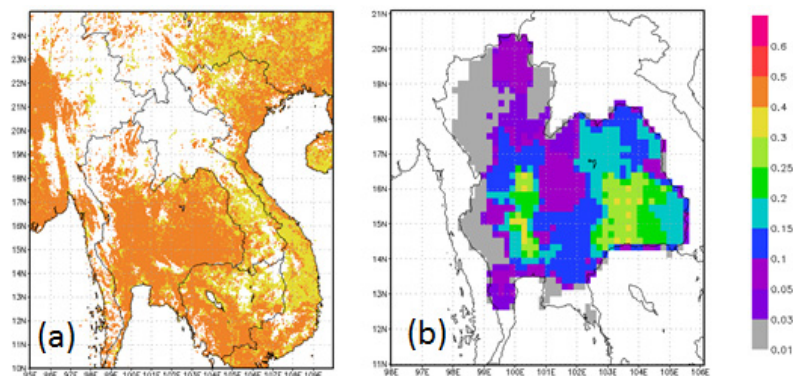


図 5.13 Agro-SEAD の活用により高精度化された水田面積情報。(a)は GLCC の”灌漑農地若しくは天水農地”であるピクセル, (b)は Agro-SEAD からのタイの水田面積率情報である。

## (2) 農事暦の高精度化による灌漑取水の適切な表現

高精度化した農事暦を利用し、流量解析を行った結果を図 5.14 に示す。図 5.14 より河川流量の再現性が大きく向上していることが分かる。農事暦作成手法の改善による最も大き

な点は、二期作のフェノロジーが抽出可能になった点である。これにより、“乾季初期に於いて、実際には耕作が行われているが、農期と判定されない”メッシュをなくすることが可能となった。乾季作の農事暦の作成手法が改善されたことにより、陸面過程解析での灌漑取水発生時期、発生量の再現精度が向上したといえる。加えて、Agro-SEAD の活用により、乾季農作地の抽出精度が向上したと考えられる（図 5.15）。

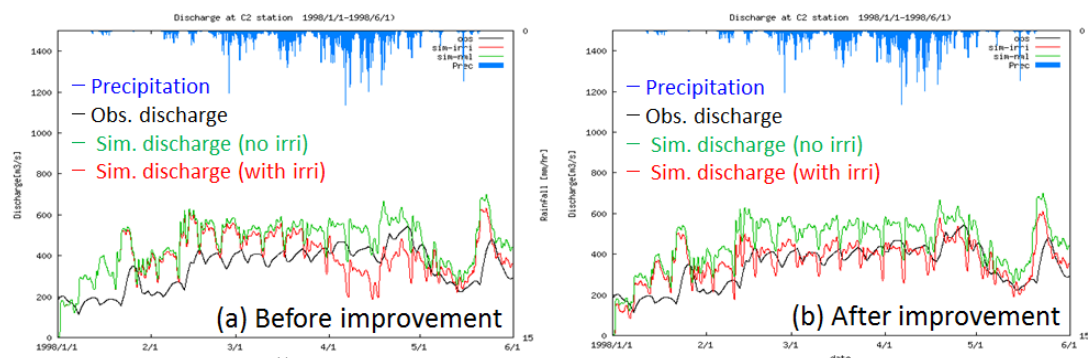


図 5.14 農事暦の改善前後の河川流量解析結果( $\text{m}^3/\text{s}$ )。 (a)は農事暦改善前、(b)は農事暦の改善後である。農事暦の高精度化により、灌漑取水の時期が適切に反映され、乾季の解析河川流量向上した。

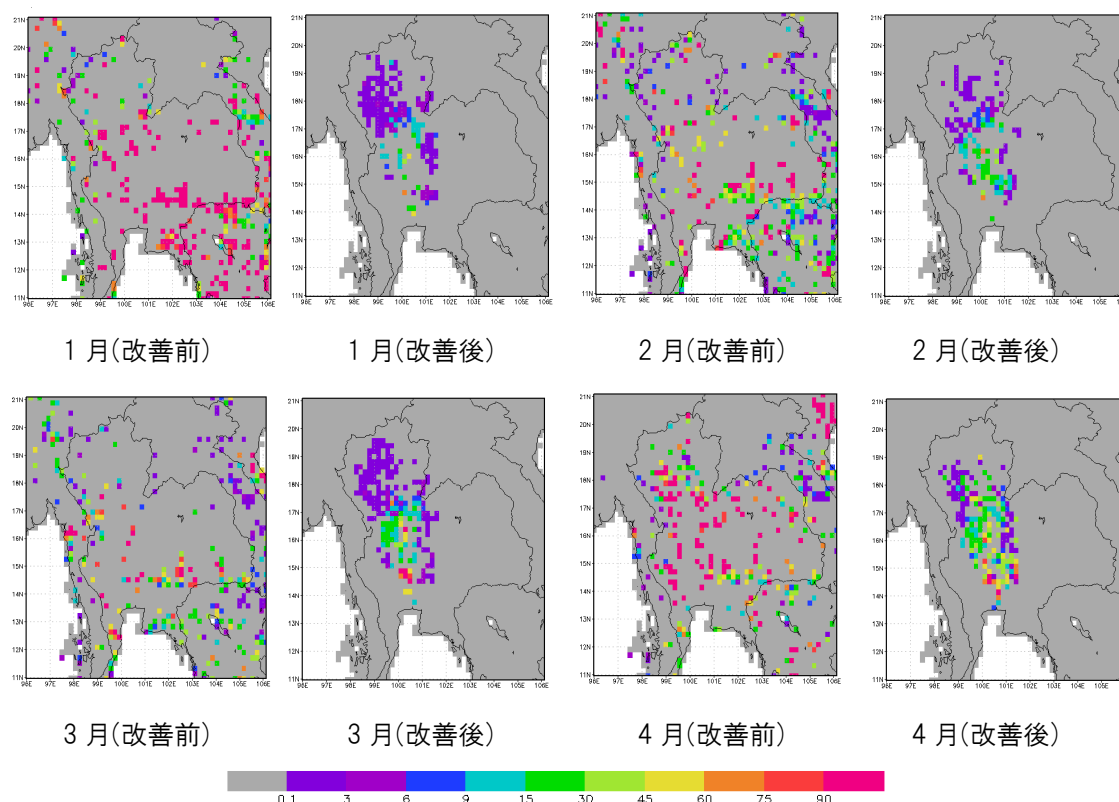


図 5.15 農事暦改善前後の月灌漑必要水量分布(mm)。改善後の解析では、流域外は計算していない。

## 5.3 結論

本章では、2011 年に大洪水を引き起こしたタイ・Chao Phraya 川を対象に、長期間の流量・雨量観測解析や水文陸面過程モデルを用いた数値計算を通じて、同流域の流出特性について議論した。得られた知見を以下にまとめる。

### (1) 上流域の長期水収支解析から得られた知見

5.2.2 項では、6 種類の降水プロダクトを用いて東アジア域の降水量プロダクトの不確実性と、それらの流出への影響を議論した。加えて、本研究で収集した流域の降水量データを用いて、Chao Phraya 川上流域の長期水収支解析を行った。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 東アジア域では、APHRODITE や GPCC, H08 といった地上観測に基づいて作成された降水量であっても、特に東南アジア域で大きな差があり、多い地域では 250mm/yr 以上の差がある。しかし、これらの降水量を陸面過程モデルに入力して解析した蒸発散量には、年間の蒸発散量の差がほとんど生じない。年間のポテンシャル蒸発散量を降水量が上回る湿潤域では、降水量の不確実性は蒸発散量に影響を与えず、その差の多くは流出量の差となる。
- 2) APHRODITE と収集した観測降水量データ (K12) を用いて行った、24 年間(1981–2004 年)の水収支解析では、K12 を用いた解析流出量は、観測値に良く整合する一方で、APHRODITE を用いた解析値は観測値に比べて過小であった。K12 は APHRODITE の降水量よりも 10%程度多い。一方で、K12 により解析された流出量は、APHRODITE を用いた解析値よりも 50–100%程度の増加となった。この原因は Chao Phraya 川上流域の流出率が、20%以下と、非常に低くなっていることに起因する。既に指摘したように、Chao Phraya 川流域の流出は、降水量への感度が非常に大きく、正確な流出量の解析には、精度の高い降水量データの収集が不可欠である。
- 3) K12 データを用いて行った 24 年間(1981–2004 年)の解析流出量と観測流出量を比較した。Nakhon Sawan や Bhumibol ダム、Yom 川流域で解析流出量は観測値に良く整合した。その一方で、解析流出量は Sirikit ダムでは過小、Wang 川では過大であった。Wang 川における過大は、氾濫原への越水やそこでの蒸発損失を考慮していなかったために起こったと考えられる。Sirikit ダム集水域で解析値が過大であった理由には、同流域の観測観測密度が低いため、降雨データの精度が悪かった可能性が考えられる。

### (2) 雨季中盤の雨が上流域の流出に与える影響推計から得られた知見

5.2.3 項では、Chao Phraya 川の下流域洪水を防ぐ上で重要となる、中流域 C.2 地点の河川流量に着目し、1980–2011 年の流量・雨量観測解析や水文陸面過程モデルを用いた数値計



算を通じて、C.2 地点で大出水が起こる条件について議論した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 2011 年の大洪水は、平年を約 40%超す降水量によってもたらされた。2011 年の降水量は、平年+125% (+290 億 m<sup>3</sup>) 自然流量をもたらした。2011 年の大出水は、Bhumibol ダムと Sirikit ダムの運用が適切であっても洪水を防ぐことは難しかったと言える。
- 2) 1980, 1995, 2006 年は、平均を約 10%上回る降水量により、平年を 50-75%上回る自然流量が観測された。Chao Phraya 川流域の流出率は 20%程度であり、その特性上、少しの降水量の増加で流出量が非常に大きくなる可能性がある。
- 3) 平年より降水量が多く大出水となる自然洪水年と、降水量が多いにも関わらず大出水とはならない非自然洪水年がある。自然洪水年は、6, 7, 8 月の降水量が平年より多く、9 月に地表面貯水量が飽和に近い状態になる。飽和に近い状態で多くの降雨があると、基底流出量と共に表面流出量も増加する。これは、飽和に近い土壌には降雨が浸透しないためである。
- 4) 8, 9, 10 月の観測流量との決定係数は、6, 7, 8 月雨量が 0.6481 であるのに対し、8, 9, 10 月雨量は 0.5276 である。この点は重要であり、8, 9, 10 月の流量は、同期間の雨量に比べて、6, 7, 8 月の雨量の方に影響される。6, 7, 8 月の雨量が多いことは、土壌を飽和に近くする効果を持つため、大出水への必要条件であると言える。その必要条件の上に 8, 9, 10 月の雨量が多い場合に大出水が起こると言える。このことは、5, 6, 7, 8, 9, 10 月雨量と 8, 9, 10 月自然流量間の決定係数が 0.7260 と非常に高くなっていることから裏付けられた。

### (3) 高解像度作物分布情報を利用した農事暦の高精度化により得られた知見

5.2.4 項では、タイにおける乾季耕作の時期を適切に表現する為、高解像度作物分布情報を利用した農事暦の高精度化に取り組んだ。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 1km 作物分類図による二期作を考慮した作物のフェノロジーの抽出、及び高精度の作物耕作面積データの活用により、灌漑取水の時期を適切に表現することが可能である。灌漑取水を河川流量解析に組み込み、河川流量の再現性も向上を確認した。
- 2) 第 4 章の解析灌漑取水量と統計値の比較でも示したように、本研究解析する灌漑要求水量は、二期作を行っている地域で過小である。この問題は、平均化により二期作のフェノロジーが上手く抽出されず、二期作目の農事暦を適切に反映できていないことが原因であると考えられる。今後は、5.2.4 項で得られた知見を全球解析に於いても活かしていく必要がある。

## 第 6 章

### 気候変動が水資源に与える影響評価

#### Impact Assessment of Climate Change on Water Resources

##### Abstract

As the problem of climate change increases in importance, assessments of its impact are urgently required. This study estimated the impacts of climate change on global and Japanese water resources using the integrated water resources model. Through analyzing in-land water cycle over the world using forcing outputs from a super high-resolution global climate model (MRI-AGCM3.2S) under present (1979–2003) and future (2075–2099) climates, the author has reached the following conclusions: (1) Annual water resources are projected to increase under future climate in Southeastern Asia, Middle Africa, and South America, where annual precipitation is projected to increase. (2) Irrigation water requirement would increase over the world, especially in North India, North China, and Middle East. Climate change would pose challenges in fresh water management especially in Middle East since annual water resources are projected to decrease in the region. (3) While climate change may have small impacts on average and rainy-season river discharge, climate change would have large impacts on dry-season river discharge, especially in North African Rivers. Warm temperature trends would increase precipitation in rainy season, and decrease precipitation in dry season in many regions.

Through analyzing river discharge, rice yield, and water stress over entire Japanese basins, using forcing outputs from the MRI-AGCM3.2S under present (1979–2003), near future (2015–2039) and end of the century (2075–2099) climates, the author has reached the following main conclusions: (4) Climate change would engender large changes in seasonal discharge in basins facing the Sea of Japan, which experience heavy snowfall. Snowfall depletion would increase winter discharge and decrease spring discharge. (5) Changes in water stress are evaluated by calculating the cumulative withdrawal to demand ratio (CWD). Water stress would increase despite the increase in water resources in many basins, especially in the Tohoku Region. Results show that many Japanese basins would face severe challenges in water resource management under future climate scenarios. (6) Warm temperature trends would cause rice yields to increase in northern, eastern, and central Japan. Under climatic conditions predicted for the end of the century, late plantings would be a necessary adaptation to avoid high-temperature and low-temperature damage in northern and western Japan. However, late plantings would also negatively affect yields by increasing water stress in basins in the Tohoku Region that experience heavy snowfalls.

## 6.1 序論

### 6.1.1 研究の背景

世界的な異常気象の頻発に伴い、温暖化等の気候変動について大きな関心が寄せられている。気候変動が大きな問題となっている現在、その影響を解釈・翻訳し、社会に伝えることは科学の重要な使命である。近年は、地球温暖化に対する危機感が現実のものとなってきており、具体的変動予測を求める社会的ニーズも非常に高くなってきている。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第 4 次報告書[IPCC, 2007]によれば、気候システムの温暖化には疑う余地がなく、今後 20 年間で全球平均 0.4℃の気温上昇が起こるとされている。IPCC の第 4 次報告書は、国内の報道でも大きく取り上げられ、地球温暖化に対する危機意識は我が国に於いても非常に大きい。一般に、温暖化は水循環速度を加速化させ、多くの地域で降水量を増加させると考えられている。しかしながら、気温の上昇に伴って蒸発散量が増加すると考えられるため、降水量の増加が常に、人類に利用可能な水資源量を増加させる訳ではない。加えて、必要な時期に降水量が増加するとも限らない。増加する降水を貯水池に貯留することが出来なければ、無効放流が増えるのみとなる。特に水利用や渇水評価の観点からは、水資源量の増減のみならず、乾季の河川流量がどう変化するのかを多面的に解釈する必要がある。

政策決定を行う上でのツールとしては、情報を得られる範囲が適応策を議論しうる範囲と等しいと言える。例えば、人類が気候変動などに適応しうる農地の確保などを検討する上での究極の範囲は、全球陸域である。近年は、気象データ、土地利用情報、地下水量等のデータやプロダクトが全球で整備、公開されつつあり、自然現象や人間活動の影響を全球で理解しようとの動きが強まっている。本研究に於いても、全球、及び、日本域で解析を行い、広域スケールの水資源に対する、気候変動の影響を推計する。広域スケールで、水資源への影響推計を行う意義は、気候変動に対して脆弱な地域を特定することである。

### 6.1.2 既往の研究と本章の目的

従来、温暖化時の影響評価は、降水量から得た統計量の変化を分析する研究が多くなされてきた。しかしながら、温暖化時の治水・利水リスクを評価するには、降水量の分析のみでは不十分であり、河川流量の変動を分析して影響を評価する必要がある。近年は、大気大循環モデル・GCMs の性能向上に伴い、GCM 出力値を水文モデルの入力値として河川流量を解析し、温暖化の影響評価が行われている。我が国の流域に於いても多くの研究が報告されているが、その多くは特定の流域を対象としたものであり[e.g. 藤原ら, 2006; 佐山ら, 2008; Kim et al., 2011; Sato et al., 2011], 日本全域を対象とした研究は非常に少ない。日本全域を対象として気候変動の影響評価を行った先行研究としては、流況変化や洪水リスクを評価した研究[滝野ら, 2010; Tachikawa et al., 2010]や、洪水氾濫被害推定を行った研究[風

間ら, 2009; Kazama et al., 2009]が報告されているが, 水需給バランスの変化という観点からは行われていない。

目を転じて全世界を対象とした研究をみると, 全球の水資源に対する気候変動の影響を評価した研究は数多く報告されている。例えば, 河川流況や洪水頻度への影響を評価した研究[e.g. Hirabayashi et al., 2013]や, 水需給バランス変化を推定した研究[e.g. 山本ら, 2011], 食糧生産変化を予報した研究[e.g. 萩原ら, 2012; Tatsumi et al., 2012], 水需給バランス変化と食糧生産変化の双方を扱った研究[e.g. 三石ら, 2012]も行われている。これらの研究は, 食糧生産, water footprint, ヴァーチャルウォーターといった指標を介して, 世界の水資源環境の変化が, 日本にとって決して無関係ではないことを伝えている[Hanasaki et al., 2010]。日本が持続的に発展する社会を標榜するためには, この様な世界の水資源環境変化を知ると共に, 自国の変化を知ること重要である。特に近年は, 食糧自給力を強めようという議論が高まっていることは周知の通りである。水需給バランスの変化という観点から特に懸念されるのは, 日本海側の降雪量の変化である。日本の穀倉地帯であるこの地域では, 雪解けの水を利用した稲作が行われている。しかし, 天然のダムとも言える積雪量の減少・融雪時期の早期化により, 耕作期の水供給を十分に行うことが出来ない可能性がある。ソフト面での対策として, 耕作時期の早期化が考えられるが, 収穫量への影響は不透明である。

以上を踏まえ, 本章では, 気候変動が全球, 及び, 日本域の水資源に与える影響を評価する。気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル MRI-AGCM3.2S からの出力値を境界条件として, 現在, 及び, 将来気候下の解析を行い, 以下の点を明らかにする。

- 世界の流域で気候変動が水資源量や河川流量の流況, 灌漑要求水量に与える影響を推計し, 気候変動に対して脆弱であろうと考えられる地域を明らかにする。
- 日本の流域で, 気候変動が河川流量の流況変化や水ストレス, 米収量に与える影響を推計し, 大きな変化が見込まれる地域について明らかにする。
- 日本の流域で気候変動に対する適応策を議論し, 耕作時期を変更することによる水ストレス変化や米収量変化について明らかにする。

## 6.2 気候変動が世界の水資源に与える影響

### 6.2.1 将来気候データと計算設定

近年, 気候変動予測に用いられている GCM の性能が向上してきたことによって, 全球規模若しくは大陸規模での気候変動評価に, GCM からの出力値を直接利用する試みが数多くなされている。本節に於いても, 解析に先立った GCM 出力値へのバイアスの補正などを行わずに利用して, 気候変動が世界の水資源に与える影響を推計する。GCM からの出力値及びその解析結果は, その気候値(平均)及びばらつき(分散)により議論する。これは,

GCM は気候値の変化（平衡状態の変化）を評価する為のモデルであり、気象を直接予測するモデルではないからである。

全球解析の強制力データとして、MRI-AGCM3.2S から出力される、気象強制力 7 要素のデータを用いる[Kusunoki et al., 2011]. このモデルは、全球を経度方向に 1920 分割、緯度方向に 960 分割し、空間解像度は約 20km である。この GCM は、1979-2003 年の観測値に IPCC の A1B シナリオに基づく複数の大気海洋 GCM (AOGCM) の温暖化トレンドを載せて作られた海面温度 (SST) を境界条件として用いている、大気 GCM (AGCM) である。現在気候実験値 (1979-2003 年) と、21 世紀末気候実験値 (2075-2099 年) のデータを用いて解析する。以後現在気候と将来気候と言及する場合は、上記の実験期間を意味するものとする。

なお、将来にかけては地表面被覆や、灌漑の時期等も変化すると考えられるが、ここでは入力とする気象条件のみを変化させた解析を行うこととする。人間活動としては、灌漑の取排水と貯水池操作を考慮する。

### 6.2.2 世界の水資源量の変化

水資源量とは、利用できる最大限の水量であり降水量から蒸発散量を差し引いた値として計算される。本章の水資源量を以下の式で定義する。

$$WR = Prec - Evap \quad (6.1)$$

ここに、 $WR$  は水資源量(mm/yr)、 $Prec$  は降水量(mm/yr)、 $Evap$  は蒸発散量(mm/yr)である。

将来気候下での降水量、蒸発散量、水資源量の変化を図 6.1 に示す。図 6.1a-1, b-1, c-1 は将来気候平均と現在気候平均の差(diff)を、図 6.1a-2, b-2, c-2 は現在気候平均から将来気候平均への変化率(ratio)を示している。降水量は境界条件とした MRI-AGCM3.2S からの出力であり、蒸発散量と水資源量は解析された結果である。一部の地域（主に内海）では、水資源量が負となるため、水資源量の差と比を示した図の色が反転する地域があることに留意されたい。

降水量は、北米やロシアなどの北極圏、東アジアモンスーン域、アフリカ中部、南米で大きく増加すると予測される(図 6.1a-1, a-2)。そして、降水量増加が見込まれる地域では、水資源量も増加すると予測される(図 6.1c-1, c-2)。これは、水循環システムの加速に伴う降水量の増加は、蒸発散量の増加(図 6.1b-1, b-2)を上回るためであると言える。その一方で、地中海沿岸や北米西岸、アフリカ中部のコンゴ川流域では、水資源量が減少すると予測されている。地中海沿岸では、降水量の減少が予測されており、それに伴って水資源量が減少する見込みである。北米西岸やコンゴ川流域では、大きな降水量減少が予測されておらず、将来気候下では蒸発散量の増加により水資源量が減少すると考えられる。地中海沿岸と北米・コンゴ川流域のように、水資源量が減少すると予測される地域であってもその原因は異なる場合がある。気候変動への対応策を検討する際には、その様な傾向の異

なりにも留意する必要がある。例えば、降水量が増えている地域であれば、貯水池の有効活用等により、その影響を回避しうる可能性が高い。

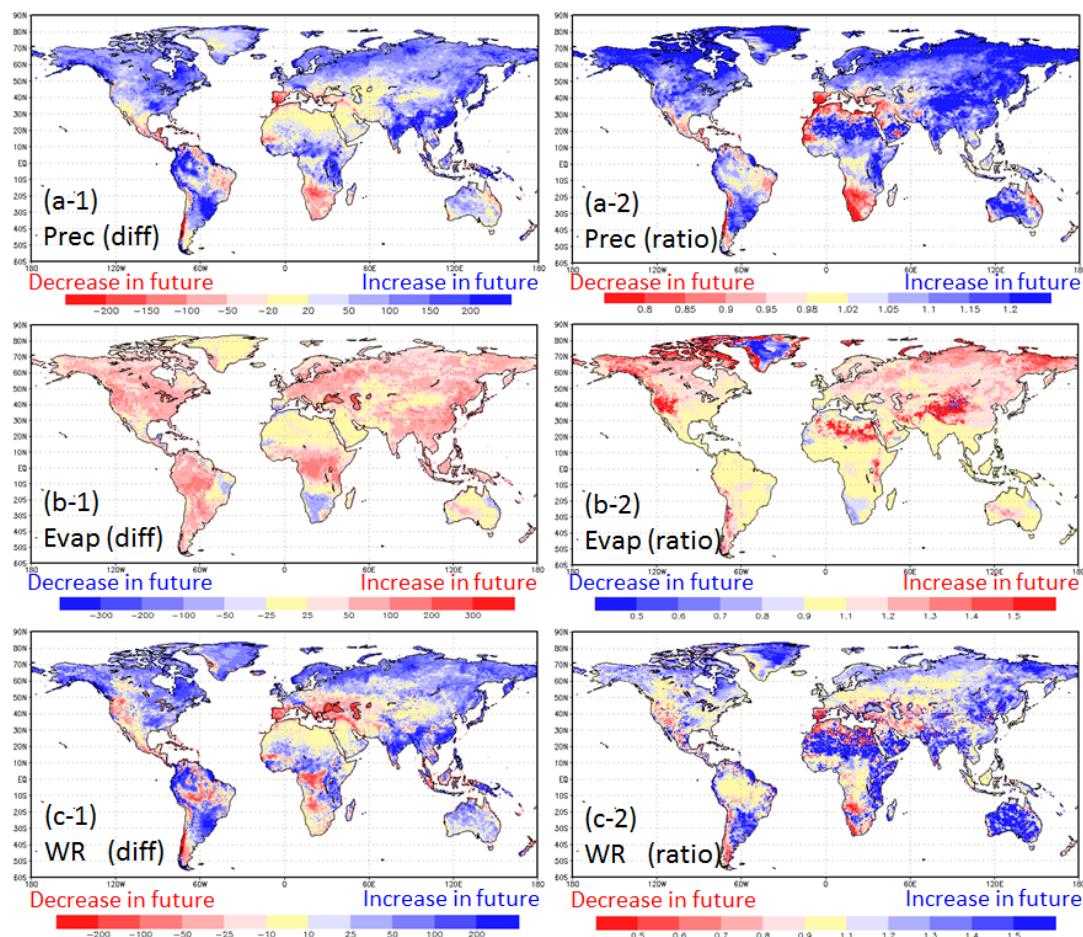


図 6.1 将来気候下にかけての(a) 降水量(mm/yr), (b) 蒸発散量(mm/yr), 及び, (c) 水資源量(mm/yr)の変化. (a-1), (b-1), (c-1)は将来気候平均と現在気候平均の差(diff)を, (a-2), (b-2), (c-2)は現在気候平均から将来気候平均への変化率(ratio)を示している。

現在気候, 将来気候における水資源量の標準偏差についても考察する。現在気候下の年水資源量の標準偏差と将来にかけての変化を図 6.2 に示す。図 6.2b は将来の水資源量標準偏差と現在の標準偏差の差であり, 暖色は将来にかけて標準偏差の増加が予測されていることを示す。現在気候下で年降水量の多い地域(東アジアモンスーン域, 西アフリカモンスーン域, 南米, 北米東部)では, 標準偏差が大きいことが分かる(図 6.2a)。これらの地域はいずれも, 大きな降水量増加が見込まれている地域でもある(図 6.1a-1)。湿潤域に位置し, 降水量の多い地域では, 将来にかけて標準偏差も増大していくと予測される(図 6.2b)。第5章で議論したように, 蒸発散量の標準偏差の差は, 水資源量の標準偏差の差と比較して小さくなると考えられる為, 水資源量の標準偏差の変化は, 主に降水量に起因すると言える。年降水量の多い, 東アジアモンスーン域, 西アフリカモンスーン域, 南米, 北米東部では,

水循環システムが加速した将来気候下では、年間降水量のばらつきが大きくなり、豊水年と渇水年の差が拡大すると考えられる。渇水年には、現在と比較して、蒸発散量も増えることから、1 年以上の平均流入量を貯留可能な貯水池では、雨季・乾季のみならず、豊水年や渇水年までを考慮した運用が、今後更に重要になると言える。

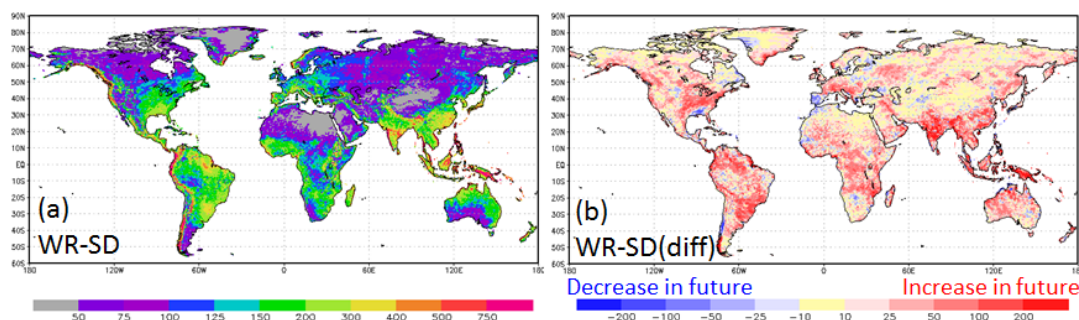


図 6.2 (a)現在気候下の年水資源量の標準偏差(mm/yr)と、(b)将来にかけての変化。(b)は将来の水資源量標準偏差と現在の標準偏差の差であり、暖色は将来にかけて標準偏差が増加する見込みであることを示す。

### 6.2.3 世界の灌漑要求水量の変化

将来にかけての灌漑要求水量の変化を図 6.3 に示す。図 6.3a は年灌漑要求水量変化の全球分布を示しており、暖色は将来にかけて増加する地域を示している。図 6.3b は各国毎に積算した灌漑要求水量であり、現在を  $x$ 、将来を  $y$  としてプロットしている。将来気候下では、全球全体で灌漑要求水量が増加すると予測される(図 6.3a)。国別の灌漑要求水量の変化からも、多くの国で灌漑要求水量の増加が予測されることが分かる(図 6.3b-1,b-2)。灌漑要求水量の増加量が大きい地域としては、中国北部、インド北部、中央アジアが挙げられる。中国北部やインド北部は、現在気候下に於いても灌漑要求水量が大きい地域である(第 4 章, 図 4.6 参照)。この地域では灌漑農地面積率が高く、かつ、多くの水量を要する水田が多いためであると考えられる。一方、中央アジアでは、現在気候下の灌漑要求水量が中国北部やインド北部と比較して大きくないにも関わらず、将来にかけての予測増加量が多い。中央アジアでは、利用可能な水資源量が減少すると見込まれている(図 6.1c-1)。そのため、灌漑のためにこれまで以上に人為的に農業用水量を供給せねばならず、大きな灌漑要求水量の増加につながったと考えられる。現在の中央アジアでは、雨の降らない乾季に、河川から取水する灌漑綿花栽培が広く行われている。降水の少ない時期に農作を行うため、蒸発散量の増加が灌漑要求水量の増加に直結する地域であり、特に農業に対する水資源管理対策が重要な地域と言える。他方で、インド北部や中国北部のように水資源量増加量が大きく、かつその標準偏差の拡大が予測されている地域では、豊水年・渇水年の差の拡大を考慮した農業水資源管理が重要となろう。



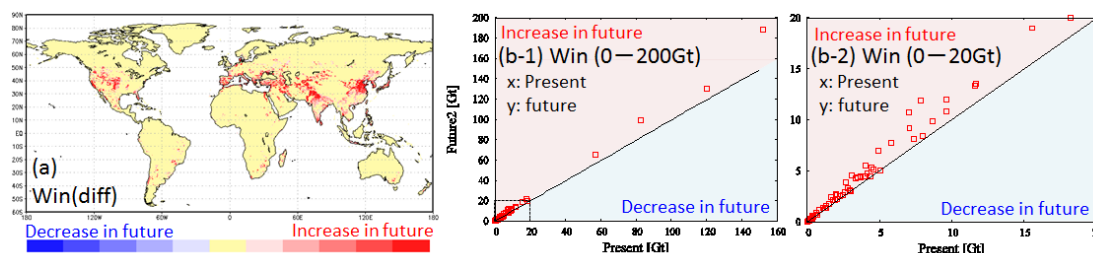


図 6.3 将来にかけての灌漑要求水量の変化。(a)は年灌漑要求水量変化(mm/yr)の全球分布を示しており、暖色は将来にかけて増加する地域を示している。(b)は各国毎に積算した灌漑要求水量(Gt/yr)であり、現在を  $x$ 、将来を  $y$  としてプロットしている。

## 6.2.4 世界の河川流量の変化

一般に河川の流量の増減は、水資源量の増減と一致すると考えられる。そのため、北米やロシアなどの北極圏、東アジアモンスーン域、アフリカ中部、南米等の水資源量の増加が予測される地域では、流域の総流量も増加すると考えられる。しかし、同一の流域内であっても、河川流量が増加する地域と減少する地域が混在しうる可能性のあることには留意が必要である。加えて、水資源という観点からは、流域の水資源量と共に、河川流況の変化を知ること重要である。本項では、集水面積が  $5.0 \times 10^6 \text{ km}^2$  以上である河川についての年最大月流量、年最小月流量の変化についての考察を行う。集水面積  $5.0 \times 10^4 \text{ km}^2$  以上とする理由は、全球での落水線作成によって集水面積の小さい河川に対しては集水面積の精度が保障されないためである。集水面積  $5.0 \times 10^6 \text{ km}^2$  以上に含まれる陸地の総面積は、約  $9.6 \times 10^7 \text{ km}^2$  であり、南極大陸、グリーンランドを除く陸地総面積、約  $13.3 \times 10^7 \text{ km}^2$  の 72% 程度となる。

将来にかけての河川流量流況の変化を図 6.4 に示す。各流域河口の流量から、図 6.4a-1 は年平均流量の変化、図 6.4b-1 は年の最低月流量の変化、図 6.4c-1 は年の最高月流量の変化を(将来流量/現在流量)として示す。図 6.4a-2, b-2, c-2 は、平均・最低月・最高月の流量を、現在を  $x$ 、将来を  $y$  として常数対数値でプロットしている。いずれも、寒色の領域は、将来にかけて平均・最低月・最高月の流量が増加することを意味し、暖色の領域では減少することを意味する。図 6.4a-1, b-1, c-1 を比較すると、年平均流量や最大月流量と比較して、最少月流量の変化が大きいと予測される。特にアフリカ大陸の河川では、最少月量の減少が予測される。一方で、北極圏の寒冷地河川では最少月の河川流量が増加すると予測されているが、温暖化に伴い降雪が降雨に変化する為ではないかと考えられる。



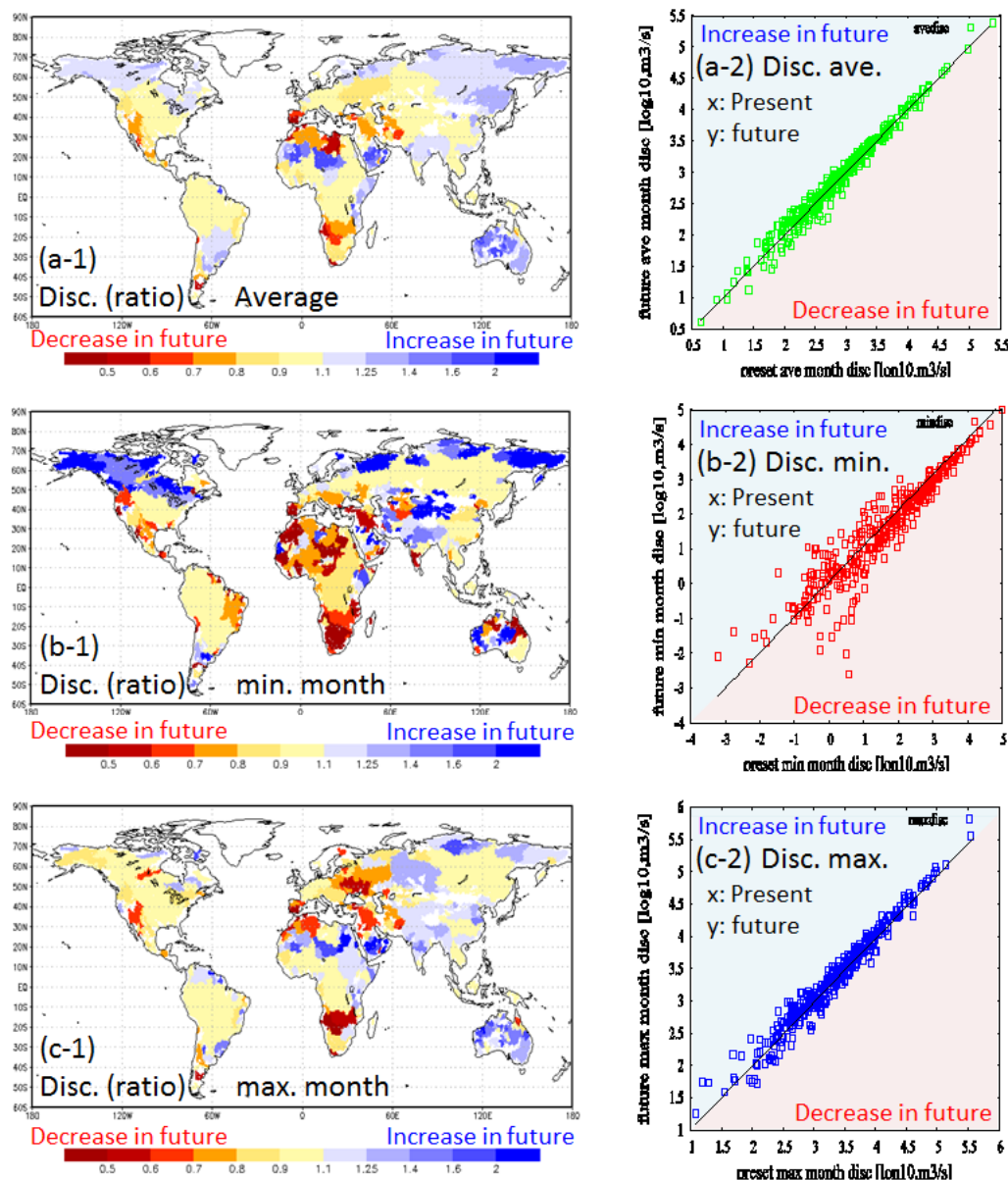


図 6.4 将来にかけての河川流量流況の変化。各流域河口の流量から、(a-1)は年平均流量の変化、(b-1)は年の最低月流量の変化、(c-1)は年の最高月流量の変化を(将来流量/現在流量)として示す。(a-2)、(b-2)、(c-2)は、平均・最低月・最高月の流量を、現在を  $x$ 、将来を  $y$  として、常用対数値でプロットしている。いずれも、寒色の領域は、将来にかけて平均・最低月・最高月の流量が増加することを意味し、暖色の領域では減少することを意味する。

水資源利用の観点から重要な点は、年平均や最大月の河口河川流量の変化と比較して、最小月での変化が大きくなる流域が多いと予測される点である(図 6.4a-2, b-2, c-2)。温暖化に伴って水循環が加速化し雨期の降水量は増加する一方で、乾期の降水量が減少する流域が多いことを意味する。将来にかけての各流域河口の流況変化を図 6.5 に示す。ここでは、流況=最高月流量/最低月流量と定義し、流況が大きい流域は、河川流量の季節変化が大きいことを意味する。流況変化は、将来流況/現在流況で計算され、図 6.5 の暖色領域は将来にかけて流況が拡大すると予測される。流況は、流域河口の季節変化の大きさを示すものであり、流域における水資源管理の行いやすさの一つの指標と言える。それらを比較することで、現在気候下と将来気候下に於ける水資源管理を行いやすさを比較することが可能である。図 6.5 は、多くの流域で流況が拡大し、水資源管理が難しくなると予測されることを示している。特に、アフリカ北部に於いては、ほぼ全域に於いて流況の拡大が予測されている。一方で、寒冷地で寒色の濃い流域がみられるが、気温の上昇により降雪量が減少するためだと考えられる。これらの流域では、積雪が始まる季節の河川流量が増加し、雪解けの季節に於ける流量が減少すると考えられる。

本項で議論した世界の河川の流況変化予測からは、温暖化に伴って降水量が増加すると予測される地域であっても、流況の拡大によって常に利用可能水量の増加に直結する訳では無いことが示された。年平均河口流量や最大月の河口流量は増加する流域が多い一方で、最小月河口流量は減少する流域が多い。その原因は、気候変動が生む季節変化の顕著化によるものだと考えられる。最大月の流量増加と最少月の流量減少の双方が起きる流域では、特に流況の変化が大きくなる為、将来にかけてよりシビアな水資源管理が求められる流域であると言える。

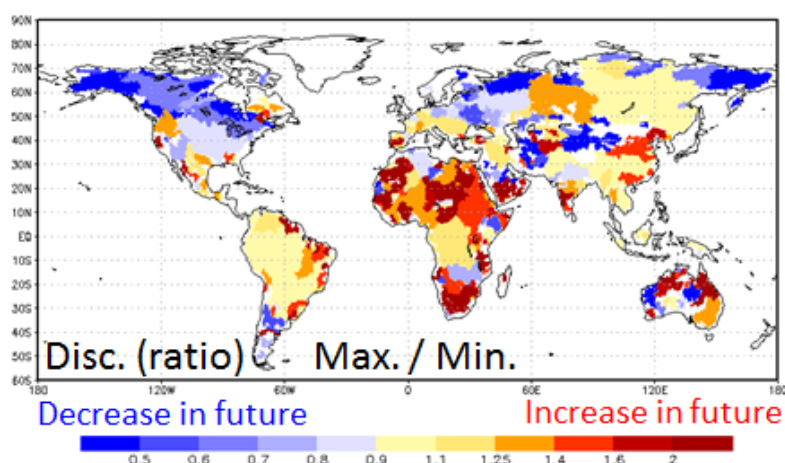


図 6.5 将来にかけての各流域河口の流況変化。ここでは、流況を最高月流量/最低月流量と定義し、流況が多い流域は、河川流量の季節変化が大きいことを意味する。流況変化は、将来流況/現在流況で計算され、暖色領域は将来にかけて流況が拡大すると予測される。

## 6.3 気候変動が日本の水資源に与える影響

### 6.3.1 将来気候データと計算設定

現在及び将来の強制力データとして、気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S; Kusunoki et al., 2011) から出力される、気象強制力 7 要素 (気温, 比湿, 降水, 下向き短波放射, 下向き長波放射, 大気圧, 風速) のデータを用いる。MRI-AGCM3.2S から得られる、現在 (1979–2003 年), 近未来 (2015–2039 年), 世紀末 (2075–2099 年) の気候下の各データを使用する。以後、現在気候, 近未来気候, 世紀末気候と言及する場合は、上記の実験期間を意味するものとする。日本域の解析では、GCM 出力値に含まれるモデル固有のバイアスを補正する。本研究では、田中ら(2008)により提案されている手法を、気象 7 要素全てに適用しバイアス補正を行った。田中ら(2008)は、国土数値情報から提供されている流域・非集水域メッシュデータから国内を 78 の水系に区分し、各水系別にバイアスを補正するアルゴリズムを開発している。地上気象観測と AMeDAS から作成した 1991 年から 2004 年までの観測気象強制力と、同期間の MRI-AGCM3.2S 出力値より、観測・モデル双方の平均気象値を月別に算出し、その差をモデルバイアスとして補正した。(x, y) 座標メッシュの気象強制力は、以下の式により補正する。

$$F_{y,m,d,h}(x,y) = F_{y,m,d,h}^{GCM}(x,y) + (\bar{F}_{present,m,riv(x,y)}^{obs} - \bar{F}_{present,m,riv(x,y)}^{GCM}) \quad (6.2)$$

ここに、 $F$  は補正された気象強制力、 $F^{obs}$  は観測気象強制力、 $F^{GCM}$  は GCM 出力気象強制力、 $\bar{F}_{present}$  は 1991 年から 2004 年までの平均気象強制力である。添え字のは  $y, m, d, h$  は年, 月, 日, 時間を表し、 $riv(x,y)$  はメッシュが属している 1 番から 78 番までの水系番号を表す。気象強制力は陸面 7 要素全てに対して補正した。第 4 章で示した現在気候下の再現実験では、風速を用いた降雪量の捕捉率補正により、降雪地域での河川流量再現精度の向上が確認された。そこで、観測降水量の気候値算出では、横山ら(2003)の観測式を用いて、降雪量を補正したデータを用いた。

本節では、温暖化が日本の水資源に与える影響の評価として、将来の水需給バランスの解析を行うが、工業・生活用水については、現在の需要量が続くと仮定して解析する。農業水需要量については、灌漑モジュールで解析される灌漑要求水量は気象条件の違いにより変化する。気候の変化に伴い、耕作時期が変化することも考えられるが、各都道府県における移植時期は、現在と同じと仮定する。移植時期の変化については、気候変動への適応策として別に論じることとする。米生産量に影響を与える他の要因としては、二酸化炭素濃度・オゾン濃度・害虫の発生頻度の変化等も考えられるが、本研究では気候変動による影響のみを評価することを目的とし、それらの変化は扱っていない。

### 6.3.2 日本域の河川流量の変化

現在、近未来、世紀末の気候下、3期間合計75年分の河川流量計算を実施した。国内19の1級河川における3期間の月河川流量気候値を図6.6に示す。気候値とは解析期間の平均である。黒線は現在、青線は近未来、赤線は世紀末の気候下の解析結果であり、河川名と流量地点は、第4章表4.7と同じである。図6.6より、最上川、雄物川、北上川、米代川、信濃川、阿賀野川に於いて、特に顕著に河川流量の季節性が変化していることが分かる。いずれも日本海側北部の多雪地域に位置する河川である。これらの河川では、現在（黒線）と世紀末（赤線）の気候下の河川流量を比較すると、12月から3月にかけての流量増加と、4月から5月にかけての流量減少が予測されている。現在気候下では積雪時期である12月から3月は、気温の上昇に伴う降雪の降雨への変化や、降水量の増加により、河川流量が増加していると考えられる。その影響は、現在気候下での融雪時期(4月から5月)の河川流量にも影響を与え、ストックとしての積雪量が減少するために河川流量が減少していると考えられる。

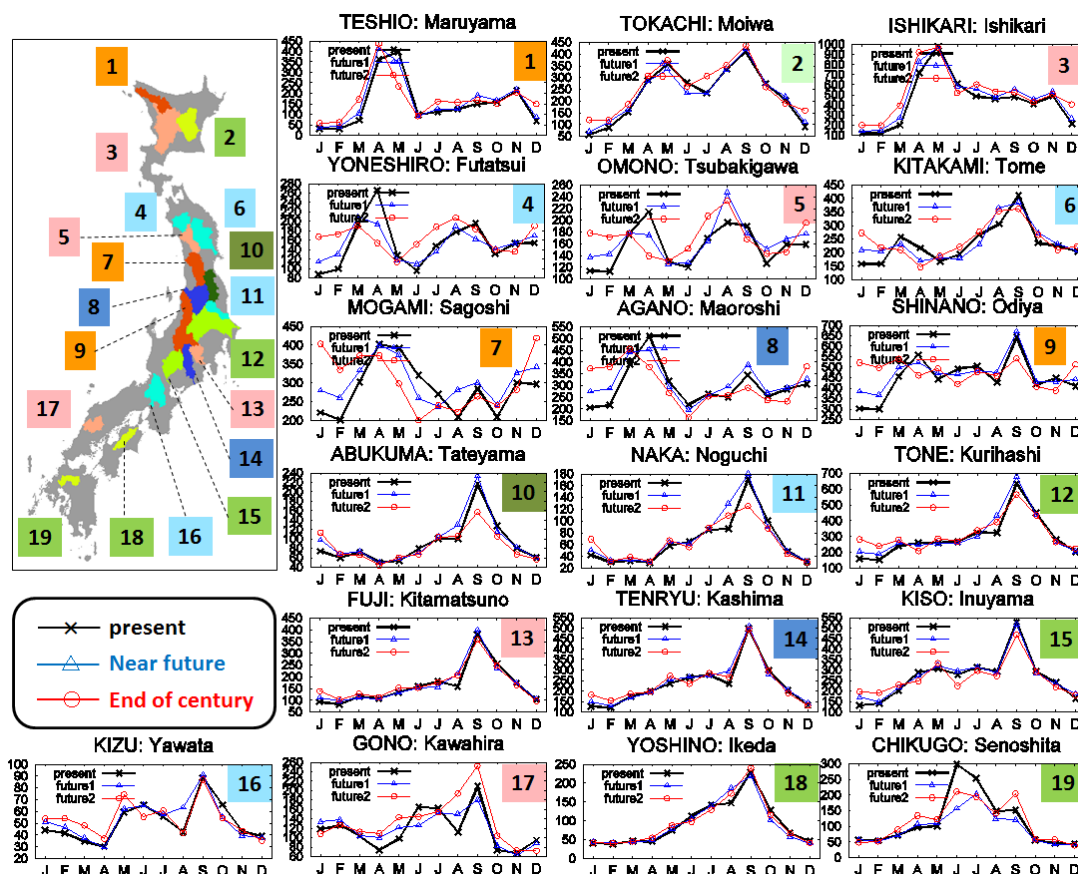


図 6.6 日本の19の1級河川に於ける月流量気候値(m³/s)。黒線は現在(1979-2003年)、青線は近未来(2015-2039年)、赤線は世紀末(2075-2099年)の気候下の流量を示す。

この様な河川流量季節性の変化度合を、Nash 係数を用いて検出した。Nash 係数は、水文モデルのモデル適合性を示す指標として用いられるが、近未来・世紀末気候下の河川流量を現在気候下の河川流量と比較することで、流量季節性の変化度合を反映できる。Nash 係数が 0.8 を超えると変化が小さく、低いほど変化が大きいと解釈できる。各流域河口の流量気候値を用いて計算した、Nash 係数を図 6.7 に示す。寒色の流域は現在と将来における河川流量季節性の一致度が高く、暖色は低くなる流域である。特に世紀末に於いて顕著に流量季節性が変化することが分かる。北海道、東北、新潟、中国地方の日本海側など、現在気候下での降雪量の多い地域における変化が顕著である。温暖化に伴う降雪量の減少が大きな変化要因であると言える。次項では、この様な流況変化に伴う水ストレスの変化について考察する。

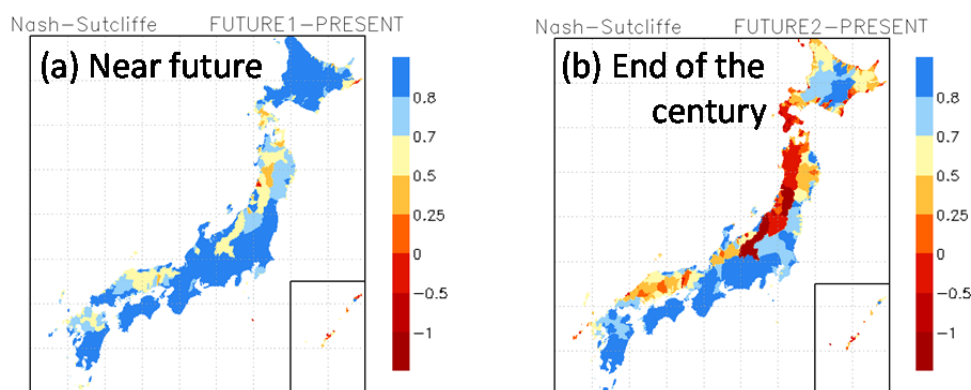


図 6.7 気候変動に伴う日本の河川流況の変化。(a)は近未来と現在気候下の月流量気候値から算出した Nash 係数、(b)は世紀末と現在気候下の月流量気候値から算出した Nash 係数をそれぞれ示す。Nash 係数はそれぞれの河川の河口で計算され、1 つの流域に 1 つの値を得ている。暖色は将来にかけて河川の流況が大きく変化することを意味する。

### 6.3.3 日本域の水ストレスの変化

一般的な温暖化に伴う降水現象変化として、水循環速度の加速化や降水強度の強化、降雪量の減少が挙げられる。水資源利用の観点からは、水循環の加速化に伴う降水量の増加は、使用しうる資源の増加というメリットをもたらす。その一方で、強度の強い降水は、早く流出し海域に到達する。ダムの利用により確保できない河川水は、結局海域に到達し失われてしまうこととなり、こちらはデメリットである。また、蒸発散量を増加させる温暖化は、農業水需要量を増加させる。水ストレスについては、この様なメリット・デメリットの双方の影響を勘案して評価する必要がある。

現在、近未来、世紀末のそれぞれの気候下で、25 年間の週水需要と河川流量より、各流域の水ストレス CWD および年平均水資源量を計算した(図 6.8)。水資源量は、各流域におけ



る降水量と蒸発散の差として得られる。図 6.8a.1, b.1 は水資源量の変化を表しており、寒色(正值)は将来水資源量が増加する流域、暖色(負値)は将来減少する流域である。図 6.8a.2, b.2 は水ストレスの変化を表しており、寒色(正值)は水ストレスが減少する(CWD が増加する)流域、暖色(負値)は水ストレスが増大する流域である。図 6.8a.3, b.3 は、水資源量変化を横軸、水ストレス変化を縦軸として、集水面積が 50km<sup>2</sup> 以上である 601 の各流域をプロットしたものである。第一象限は水資源量増加し水ストレスが減少する流域、第二象限は水資源量が減少し水ストレスが減少する流域、となっている。図 6.8a.3, b.3 中に記載されている数値は、それぞれの象限に含まれる流域数の割合である。

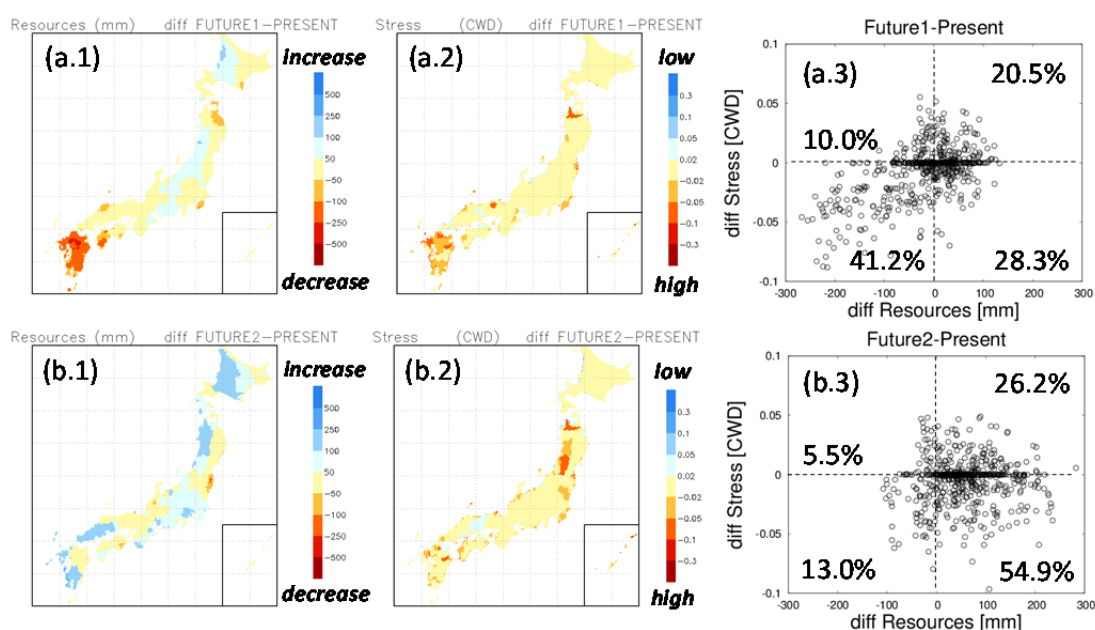


図 6.8 気候変動による水資源量(a.1, b.1), 水ストレス(a.2, b.2)の変化。各流域の水資源量変化と水ストレス変化の関係プロットは(a.3, b.3)に示され、図中の数字はそれぞれの象限に含まれる流域数の割合である。(a.1, a.2, a.3)は近未来気候と現在気候の差を、(b.1, b.2, b.3)は世紀末気候と現在気候の差をそれぞれ示す。

図 6.8a.1, a.2 を見ると、近未来では九州近辺で水資源量が大きく減少し、水ストレスが増加することが分かる。一方で、北海道から中部地方にかけての日本海側では、水資源量が増加する傾向にあるが、水ストレスの緩和といった効果は伴っていない。図 6.8a.3 では、近未来では水資源量が減少し、水ストレスが緩和される流域数が 41.2%と最も高い。

図 6.8b.1, b.2 を見ると、世紀末では多くの流域で水資源量が増加することが分かる。これは、温暖化に伴って降水量が増加するためと考えられる。特に、北海道や東北や中国地方の日本海側など、多雪地域で水資源量が増加することが特徴的である。一方で水ストレスが減少する流域は少なく、東北地方では水資源量の増加に関わらず水ストレスが強化

される流域が多い。また流域面積の小さい河川での水ストレスが強化される傾向も見られる。図 6.8b.3 では、第四象限に位置する（水資源量が増加するものの、水ストレスが増加する）流域数が 54.9%と最も高い。

これらの結果は、以下の 3 点に要約できる。1 点目は、気候変動は、日本域の多くの流域で降水量の増加をもたらす、特に降雪量の多い地域では顕著である。2 点目は、世紀末に於いて流域面積の小さい河川は、水ストレスが強化される可能性が高い。これは、温暖化に伴う降水強度の強化による影響が強いと考えられる。山間表面で流出した水量は、基本的にダムによって貯留しない限り海域に到達し利用できない。小流域では、大型のダムも基本的に存在しないため、水資源管理がより困難になると考えられる。3 点目は、近未来と世紀末に於いて、水資源量の変化と水ストレスの変化の対応が異なるということである。近未来では、水資源量の増減が水ストレスの増減と一致する流域（第一象限と第三象限に所属する流域）の割合が 62%であるのに対し、世紀末では 39%となっている。要因としては、降水強度が世紀末では非常に高くなることが考えられる。加えて、水需要の観点から見た現在の耕作時期は、近未来では日本全体で適応可能な範囲内だが、世紀末では適応可能範囲を超えることが考えられる。

### 6.3.4 日本域の米生産の変化

本項では、使用する水稻生育モデルの特性上、気候変動による米収量への影響のみを評価する。二酸化炭素濃度・オゾン濃度・害虫発生頻度の変化による収量への影響や、品質の変化については反映していないことに留意が必要である。MRI-AGCM3.2S の出力値を用いて、現在・近未来・世紀末の気候下、3 期間について、それぞれ 25 年分の米収量値を解析した。今回の解析では、現在植えられている品種が変化しないものとして、稲成長モジュールの県別パラメータは変更していない。各都道府県で解析された 25 年間の収量平均を、北日本（北海道・東北）、東日本（関東・北陸）、中日本（中部・近畿）、西日本（中国・四国・九州）の地方別に示す（図 6.9）。棒グラフは平均値であり、バーは標準偏差を示す。各都道府県の気象強制力は、国土数値情報に於いて水田のあるメッシュの平均を取り作成した。図中に記載した数字は、それぞれの地域・期間で平均した開花期後から収穫までの吸収日射エネルギーである。

北日本では、温暖化が進む世紀末の収量が増加し、標準偏差も小さくなっている。吸収日射エネルギーは大きく増加していないことから、大きな収量低下をもたらす冷害が将来気候下では減少し、収量増加になったと考えられる。その一方で、西日本では世紀末の収量が減少する結果となった。温暖化に伴い成熟速度が促進し、吸収日射エネルギーが減少することや、温暖化により高温障害を受ける頻度が上がるのが原因として考えられる。中日本に於いては、北日本と同様に世紀末の収量が増加する結果であるが、吸収日射エネルギーの増加が収量増加をもたらしたと考えられる。東日本・中日本・北日本の結果の違

いは、温暖化による気温の変化のみではなく、吸収する日射量の増減も収穫量へ大きな影響を持つことを示している。

日本全域に適用した場合には、耕作適地の変化も考察できる(図 6.10)。この解析は、メッシュの気温・日射・日長のみを入力条件とした解析であり、存在する水田の有無や、土壌・標高・勾配・斜面方位は考慮していない。また、メッシュの平均標高から計算された気温を用いていることに留意が必要である。図 6.10 はメッシュの平均標高に位置する水田で耕作した場合の米収量分布を示すため、起伏の大きいメッシュ内の山間部でも、図で示される収量が期待される訳ではない。一方で、起伏の小さい平野部に於いては、概ね図で示す収量変化が見込まれる。図-5 では、東北以北を中心とした地域が、将来に於いて収穫量が増加すると予報されている。加えて、現在の北海道東部の気候条件下では耕作不適地（灰色）であった地域に於いても、温暖化に伴って  $300\text{g/m}^2$  以上の収量が見込める気候条件となっている。温暖化は、東北以北の地域に収量増加や耕作適地の拡大等、米収量増加をもたらす可能性があるといえる。

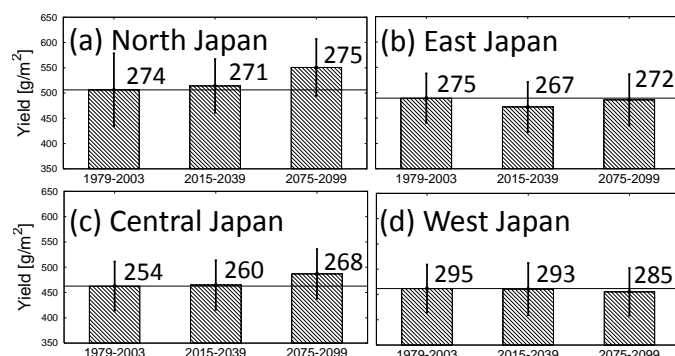


図 6.9 現在、近未来、世紀末の気候下における米収穫量の推移( $\text{g/m}^2$ )。 (a)は北日本、(b)は東日本、(c)は中日本、(d)は西日本を表しており、エラーバーは収穫量の標準偏差を示す。図中の数字は開花期後から収穫日までの吸収日射エネルギー( $\text{MJ/m}^2$ )である。

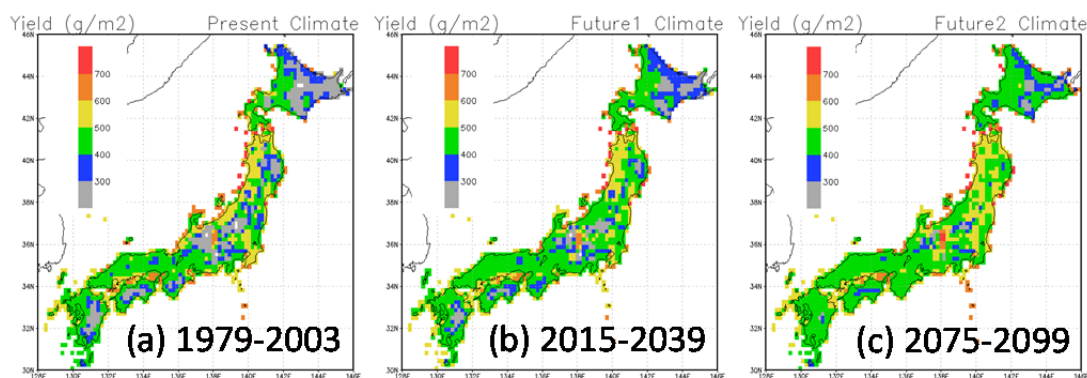


図 6.10 気象強制力のみを条件に計算した米収量分布( $\text{g/m}^2$ )。 (a)は現在、(b)は近未来、(c)は世紀末の気候下に於ける解析結果である。



### 6.3.5 気候変動への適応策の検討

気候変動に対する適応策は現在、様々な組織に於いて検討されている。水需給バランスの変化に対する適応策としては、新たなダム建設等によるハードの対策が考えられるが、ここでは比較的实施が容易であると考えられる、耕作時期のシフトを議論していく。耕作時期のシフトは、IPCC の第 4 次報告書でも提案されており、農業の代表的な適応策である。日本の稲作に関して、将来気候下の耕作時期シフトを論じた先行研究としては、本論文と同様の水稻の発達・収量予測モデルを用いて行われた研究や[横沢ら, 2009], 登熟量指数[村田, 1964]と呼ばれる指標を用いて最適な耕作時期を推定した林ら(2001)の研究がある。このうち、横沢らは最適な移植日(-21, -14, -7, +7, +14, +21 日の移動の中から計算)と、高温耐性品種の導入を組み合わせた適応策を検討しているものの、それぞれの移植日の結果は述べていない。そこで、世紀末の気候下に於いて、移植日を前後に変化させた場合と変化させない場合の 5 つの実験(-30, -15, 0, +15, +30 日の移動)を行った。図 6.11 は、北日本・東日本・中日本・西日本に於いて、移植日を変えた時の平均収量変化を示しており、エラーバーは標準偏差を示す。北日本・中日本・西日本では、移植日を遅延化した際に収量が増加する結果が得られた。北日本に於いては遅延化によって冷害の回避、中日本・西日本に於いては高温障害の回避や吸収日射量が増加するため、遅延化によってより多くの収量が得られると考えられる。一般に高温障害を回避する方法としては、移植日の早期化と遅延化が考えられる。しかし、西日本で早期化により収量増加が見込まれないのは、早期化は冷害のリスクも孕んでいるためと考えられる。冷温障害を考慮せずに同様の収量計算を行ったテストランでは、西日本では移植早期化の場合に最も収量が高くなる結果を得た。つまり、高温障害と冷温障害をどちらも回避するために、西日本では耕作遅延化が望ましいことになる。北日本・東日本・中日本でも同様に早期化による収量減少が見込まれており、早期化には冷温障害のリスクを孕んでいることを裏付けている。林ら(2001)の研究では、2060 年代に北海道を除く地域で、14 日から 25 日程度の遅延化が収量を最大化させると述べており、本研究も同様の結果が得られたと言える。しかし、本研究の結果では、北海道と東北が同傾向であるのに対し、林らの結果では、北海道と東北で異なる傾向となった。北海道・東日本における異なる結果は、手法の違いによるものか、計算に使用した気候条件の違いによるものかは不明である。今回の実験は 1 つの GCM 出力のみを用いて行った実験であり、今後は他の GCM 出力も用いてアンサンブル解析を行う必要がある。

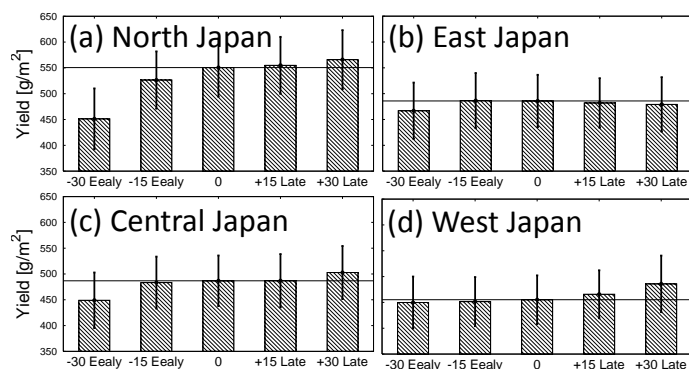


図 6.11 世紀末将来気候下における、移植日を変化させた(-30, -15, 0, +15, +30 日移動)場合の米収穫量( $\text{g}/\text{m}^2$ )。 (a)は北日本、(b)は東日本、(c)は中日本、(d)は西日本の結果であり、エラーバーは収穫量の標準偏差を示す。

耕作時期を変化させた場合には、水需給バランスも変化する。図 6.12 は、移植日を変化させた場合(-30, -15, +15, +30 日)の水ストレス (CWD) を、変化させなかった場合との差として示している。暖色は移植日変化により水ストレスが強化される地域、寒色が緩和される地域である。図では、東北地方で特に、移植日変化による水ストレスの変化が激しい。東北から中部地方にかけての日本海側では、移植の早期化を行った際は水ストレスが緩和される一方で、遅延化を行った際は水ストレスが強化される流域が多い。図 6.6 にも見られるように、温暖化は融雪時期の早期化をもたらすと考えられている。雪解けの多量な水を利用して代かきを行っている地域では、移植早期化は温暖化した気候下での水ストレスを緩和させるといえる。一方で、東北地方の太平洋側では、15 日の移植早期化は水ストレスを強化するが、遅延化は水ストレスが緩和させる結果となっている。これらの流域は、梅雨を中心とした降水パターンの変化により、遅延化が水ストレスを緩和させる結果となったと考えられる。関東以西では、一貫した水ストレスの強化・緩和傾向は見られなかった。

これまでに検討した適応策の結果は、東北地方の日本海側では遅延化により収量増加が見込まれる一方で、水ストレスの強化を予想しており、ポジティブ・ネガティブ両面の影響を示している。東北地方の最適移植日を遅延化としていた林ら(2001)の研究では、積雪量の減少と融雪時期の早まりに伴う流域水資源の減少を検討課題としていた。本研究の稲成長モジュールは、十分に水供給があることを前提として稲の水ストレス項を扱っていないが、今後はモデリングに取り組む必要がある。東北地方日本海側では、水ストレスが稲成長に与える影響を加味して米収量変化と適応策を検討する必要がある。

最後に、本論文で議論した適応策の限界・課題について述べる。既に述べたように、現在の解析は気候変動による米収量への影響のみを評価しており、二酸化炭素濃度・オゾン濃度・害虫発生頻度の変化による収量への影響や、品質の変化は反映していない。移植日の変化は、害虫発生被害リスク・品質に影響を与えられ、今後はそれらの効果も考慮していく必要がある。

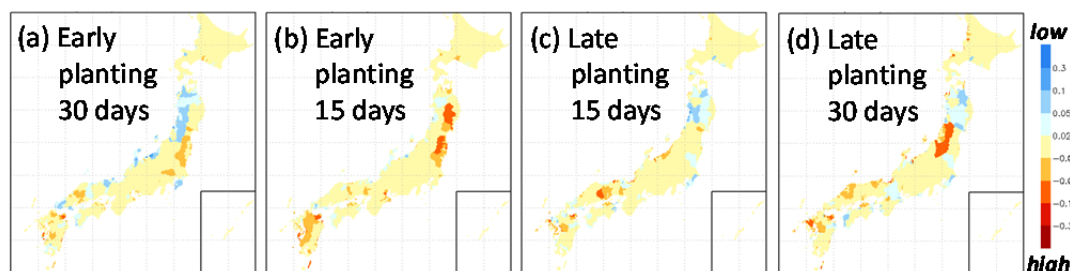


図 6.12 世紀末将来気候下における，移植日を変化させた(-30, -15, +15, +30 日移動)場合の水ストレス変化(CWD)。移植日を変化させなかった場合との差を示している。

## 6.4 結論

### 6.4.1 気候変動が世界の水資源に与える影響推定から得られた知見

6.2 節では，気象庁気象研究所の超高解像度全球大気モデル（MRI-AGCM3.2S）から出力される，現在(1979–2003 年)及び世紀末（2075–2099 年）の気候下の気象強制力 7 要素データを用いて，気候変動が世界の水資源に与える影響を推計した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) 降水量は，北米やロシアなどの北極圏，東アジアモンスーン域，アフリカ中部，南米で増加量が多いと予測される。水循環システムの加速に伴う降水量の増加が，蒸発散量の増加を上回るため，降水量増加が見込まれる地域では，水資源量も増加すると予測される。水資源量が増加すると予測される地域では，将来にかけて年水資源量の時間変化も拡大すると予測され，豊水年・渇水年の差が顕著になると考えられる。その一方で，地中海沿岸や北米西岸，アフリカ中部のコンゴ川流域では，水資源量が減少すると予測される。
- 2) 将来気候下では，世界全体で灌漑要求水量が増加すると予測される。特に，中国北部，インド北部，中央アジアで顕著な灌漑要求水量増加が予測される。中央アジアでは，将来にかけて水資源量の減少も予測されており，農業に対する水資源管理対策が特に重要な地域であると言える。
- 3) 世界の河川では，年平均や最大月の河口河川流量の変化と比較して，最小月での変化が拡大する流域が多い。これは，温暖化に伴って水循環が加速化し雨期の降水量は増加するが，その一方で乾期の降水量が減少する流域が多いことを意味する。多くの流域では流況の拡大が予測され，将来にかけて水資源管理がより難しくなると考えられる。一方で，北極圏を代表とする寒冷地では流量の季節変化の緩和が予測されており，気温の上昇により降雪量が減少するためだと考えられる。これらの流域では，積雪が始まる季節の河川流量が増加し，雪解けの季節における流量が減少すると考えられる。

こういった将来にかけての水資源変化を政策決定に活用する上では、モデルの出力がどの程度の不確実性を持つかを知ることが極めて重要である。今回の解析では取り扱わなかったものの、GCM 出力値やモデル、データなどの不確実性を議論することが重要である。GCM や、その出力を使用するモデルの中に含まれる不確実性を定量的に評価する手法を考えることが望まれる。本研究では GCM 出力を直接利用したが、今後はモデルが固有に持つバイアスを補正する手法[e.g. Watanabe et al., 2012]を適用していく必要がある。

#### 6.4.2 気候変動が日本の水資源に与える影響推定から得られた知見

6.3 節では、MRI-AGCM3.2S から出力される、気象強制力 7 要素のデータにバイアス補正を行った上で利用し、気候変動が日本の水資源環境に与える影響を推定した。得られた主要な成果は以下の通りである。

- 1) MRI-AGCM3.2S の出力値を用いて、現在・近未来・世紀末の河川流量解析を行った。東北・北陸・山陰地方等、降雪量が多いと考えられる地域では、温暖化に伴う河川流量の変化が大きいことが分かった。同地域では、降雪が降雨に変化することにより、12 月から 3 月にかけての流量増加や、融雪時期である 4 月から 5 月の流量低下が予測される。
- 2) 近未来・世紀末における水資源量・水ストレスの変化を推計した。近未来・世紀末のいずれに於いても、多雪地域では水資源量が増加することが分かった。世紀末では水資源量は増加するにも関わらず水ストレスが増加する流域も多く、水資源量の増加が単純に水ストレス緩和に帰結する訳ではないことを示した。特に東北地方の日本海側では、世紀末に水ストレスが強化される流域が多い。温暖化による融雪時期の早期化により、多量の水量を要する代かき用水の取水が困難になる可能性がある。
- 3) 温暖化が日本の米収穫量に与える影響を推計した。北日本・東日本・中日本では、温暖化が進むにつれて収量が増加する結果となった。その一方で、西日本では温暖化によって収量が減少する結果となったが、これは高温障害頻度の増加と吸収日射量の減少によるものといえる。温暖化に伴い、北海道東部など現在の気候条件では耕作不適地であった地域も、耕作可能な気候条件地域に変化することを示した。
- 4) 温暖化への適応策として、移植日を変えた実験を行い収量・水ストレスへの影響を推計した。北日本・西日本では移植遅延化により収量増加を見込める結果となった。東北から中部地方にかけての日本海側では、移植の早期化を行った際は水ストレスが緩和される一方で、遅延化を行った際は水ストレスが強化される流域が多い。この地方では移植遅延化により、収量増加と水ストレス強化という、ポジティブ・ネガティブ双方の影響が見られており、より詳細な適応策の評価には、水ストレスが稲成長に与える影響を稲成長モジュールに組み込んでいく必要がある。

今後の課題としては、水稻の収量解析に、水ストレス項を追加することである。一般に、十分な水供給がない場合には成長負荷がかかり、収量が低下することが知られている。提

案したモデルは、河川から農地への水供給も表現可能である。水循環と農業の関係の双方を記述できるモデル開発に強く求められる研究であり、今後筆者が達成すべき課題である。加えて、今回の実験では、気候変動の影響推計に際して 1 つの GCM 出力を用いた。そのため、今回の解析結果は、将来の一つの形であることに留意が必要である。今後は、多数の GCM 出力を用いたアンサンブル解析を行う必要がある。

6.3 節では、提案したモデルを用いて気候変動の影響評価を行ったが、数カ月程度の中・長期気象予測を用いた解析も可能である。このような予測情報を用いた場合は、水ストレス・収量の双方を勘案した農作時期の決定に使用できる。実際に ENSO の影響の強い地域では、中・長期の気象予測は実務の農業計画に利用されている。今後は、このような実務への活用を目標とした研究を続ける必要がある。

## 第 7 章 終章

### Conclusion

#### 7.1 まとめ

本研究では、人間活動を考慮した統合水資源モデルの開発と世界の陸域水循環解析に関して議論した。淡水供給システムとしての陸域水循環システムは、非常に重要なプロセスであり、増加する水需要を満たす水資源管理を行う上で、陸域水循環プロセスへの理解と把握が求められている。人類の経済発展や人口増加に伴い、農業生産活動を含めた人間活動は、水循環プロセスに大きな影響を与えるようになってきた。そのため、陸域水循環システムを理解する上で、これらの人間活動の影響を考慮することは必要不可欠である。近年は、気象データ、土地利用情報、地下水量等のデータやプロダクトが全球で整備、公開されつつあり、自然現象や人間活動の影響を全球で理解しようという動きが強まっている。

上記の背景を受け、本研究では人間活動を考慮した統合水資源モデルを開発した(第 2 章)。モデルの入力となる地表面データセットを整備し(第 3 章)、世界や日本の河川でモデルの検証、及び、人間活動が水循環に与える影響を推計した(第 4 章)。2011 年に大洪水を引き起こしたタイ・Chao Phraya 川では、収集した現地の水文データを基に長期間の流量・雨量観測解析や数値計算を行い、同流域で大出水が引き起こされる要因を議論した(第 5 章)。開発したモデルの応用例として、全球大気モデルが予測する将来の気候データを条件に、気候変動が世界や日本の水資源に与える影響を推計した(第 6 章)。

本研究で開発した統合水資源モデルは、特に陸域の水循環に大きな影響を与える貯水池操作、灌漑取水を考慮している点で新しいモデル開発研究である。他の既往モデルとの大きな違いは、衛星観測 NDVI を用いて全球農事暦を推定した点である。既往の統計プロダクトと異なり、NDVI により高解像度でデータが取得できる。各年毎の NDVI を用いて、実際に農地で耕作が行われたか否か、二期作が行われたか否か、といった判断が可能となる。加えて、水資源制約・農業生産性を結びつけたモデルによる気候変動適応策の検討についても、既往の食料生産のみ、又は、水循環のみに着目した適応研究とは一線を画し、世界的にも新しいモデル研究であると言える。

#### 7.2 今後の展望

著者の長期的な研究目標は、数値計算・データ同化を駆使し、全球陸域の水・炭素循環の把握やシナリオ分析を可能とする科学的枠組みを確立することである。その枠組みを通

じて、適切な水資源管理による、現在及び将来気候下の全球収量ポテンシャルを推計することは、科学の大きな課題である。上記の枠組みへ向け、今後は衛星観測情報を用いたデータ同化システムによる全球陸域水循環解析の高精度化に取り組むことを考えている。現在は様々な衛星が地球上の水文情報を収集しており、それらの衛星情報を有効活用する(図7.1)。今後予定しているデータ同化システム開発の学術的な課題・問題点は、以下の2点に集約される。

- 乾燥域における水収支解析精度の改善。著者がこれまでに行った全球流量解析では、東南アジアに代表される湿潤域ではモデルが精度良く河川流量を再現できる一方で、乾燥域では過大であった。この乾燥域の問題は、本研究で開発したモデルに限らず、既往の全球水資源モデルも抱える問題である[e.g. Hanasaki et al., 2008b; Hunger et al., 2008; Pokhrel et al., 2012a]。乾燥地域は元々降雨量が少ないため、湿潤域に比較して気象観測網が密でない、という社会的背景もある。乾燥域では、モデルの改良と併せて、入力気象データについても検証・逆推定についても試みる予定である。
- 衛星データを用いたデータ同化システムの開発。湿潤域に於いても、データ同化により解析精度の改善を図ることは重要である。近年は、多種多様な衛星が運用され、地表面水量についても陸面貯水量、土壌水分量、水面標高、地表面温度等が観測されている。一方で、衛星を用いた陸域水循環データ同化研究は、世界でも始まったばかりの新しい分野であり、水循環解析の高度化に向けた各衛星の寄与度は明らかにされていない。観測衛星のバイアス・誤差を考慮した上で、数値モデルで解析される地表面水量の改善可能性を明らかにすることは、科学的・実務的にも重要な発見である。

今後は、Rasmy et al.(2012)により開発された Coupler を参考に、Ensemble Kalman Filter による統合的なデータ同化システムを開発し、全球陸域水循環解析の更なる高精度化に取り組んでいく方針である(図7.2)。

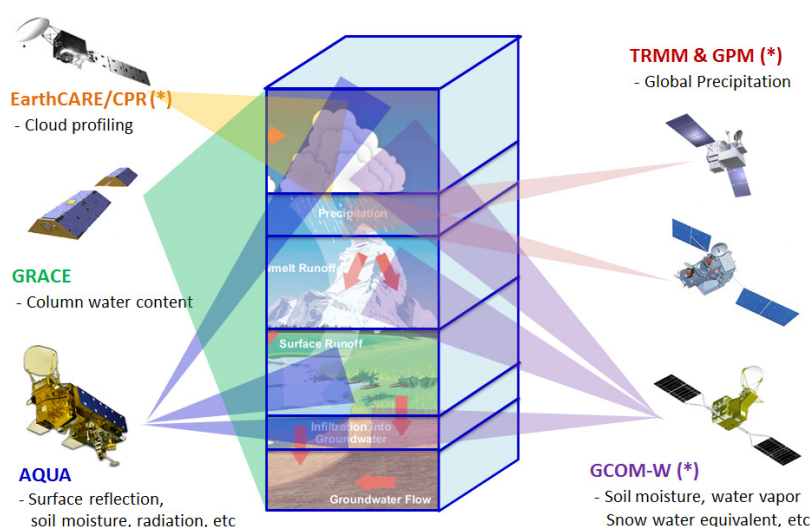


図 7.1 衛星により観測されている地球上の様々な水文情報。

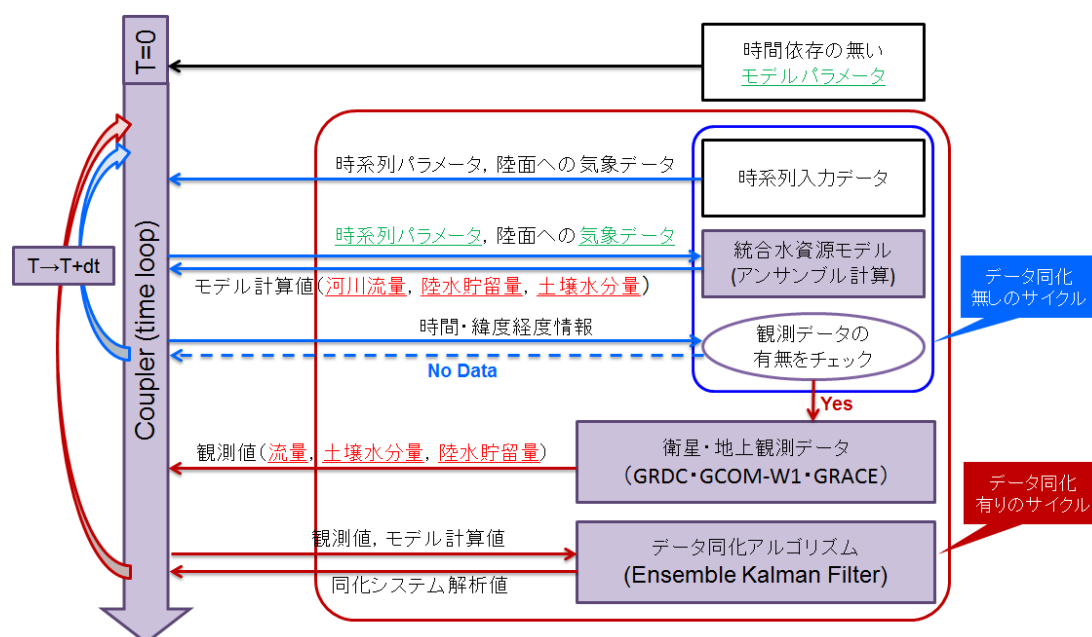


図 7.2 今後の開発目標である，陸域水循環データ同化システムの概念図．本研究で開発した統合水資源モデルを用いて，Coupler を通してアンサンブル計算し，Ensemble Kalman Filter を適用する．赤字はデータ同化されるモデル変数である．フィルタリングを緑字で記載されるモデル入力値にも適用し，モデルパラメータや入力気象データの逆推定にも用いる．

## 7.3 結語

We have developed speed but we have shut ourselves in. Machinery that gives abundance has left us in want. Our knowledge has made us cynical, our cleverness hard and unkind. We think too much and feel too little. More than machinery, we need humanity. More than cleverness, we need kindness and gentleness. Without these qualities, life will be violent and all will be lost.

－ チャールズ・チャップリン “独裁者” (1940)

1940 年に世に出た映画の中のこのスピーチは，全体主義に向かう当時のドイツに向けた強い風刺を含んでいた．それから 70 年を経た今，チャップリンが指摘した問題に対して，今の社会は回答を得たであろうか．研究活動には，論理的思考が要求される．近年の世相は，西洋的な合理的思考へ傾倒しているように映る．人間は論理的思考に依って，時間・空間・関係のスケールを広げ，世界を考えることが出来る．しかし抽象化は，常に個々の振る舞いを無視する危険性をも孕むことを，チャップリンは指摘している．

筆者が京都大学に在学中に 9 年間学んだ土木工学は，全体主義的な価値判断を求められる学術フィールドではないかと考えている．公共事業等では，費用便益等の方法で事業は数値化され，その可否を判断される．この時，実際の住民一人一人の要望に全て応えるの



は不可能に近い。著者が本研究で行った“モデル開発”でも、モデル化がそもそも簡略化であるため、情報量を殺すという面があることは否めない。例えば、水逼迫指数と言った数値で世界の人々の水ストレスを分析することは出来るが、同時に、実際に現地で水不足に喘ぐ人々の実態を詳細に記述することは不可能である。研究分野の細分化が進む中で、全ての研究が、実社会とプラクティカルに結びつくことは困難である。しかしながら、モデル研究に携わる研究者として、自らの扱う情報が、何らかの情報の集約化の上に立っていることは、常に自覚する必要がある。現象や状態を数値で扱うことのみに立脚した思考・政策が、実際の社会・生活で非常識な答えを生む可能性を孕んでいる事は、過去の不幸な歴史が証明している。

最終的に研究が社会に還元される一つの場合である施策の段階で、為政者は全体主義的な判断か個人主義的な判断のどちらに依るべきであろうか。“純粋科学か社会貢献か”，“長期政策か短期政策か”，“全体主義か個人主義か”，といった議論は良くあるが、それらは根本的に同じ対立軸の中にあると思われる。論理・理性か、感情・直観か。須らく全ての主義・主張・思想が善悪を含んでいる以上、これらの問題は0と1の二分法で考える問題ではなく、バランスの問題であろう。勿論、著者は研究者であり、為政者ではない。しかし、自らの中で、このバランスに対する確信を得ていたい。全体主義と個人主義は相容れないということは、共有地の悲劇（羊飼いのジレンマ）に代表される社会学的モデルから指摘されている。こういった指摘は、全ての人間が合理的な判断が可能，といった仮定の下では正しかろう。また、一般的なミクロ経済モデルは、各個人が合理的に判断（効用関数を最大化）するとの前提に基づいて確立されている。

全体主義・個人主義の対立は、これから続くのであろうか？歴史的には、民衆が為政者から権利を勝ち取るという形で、個人主義が強まって来た。ここで、近年発展著しい行動経済・心理学分野の多くの実験は、人間には完全合理の判断が不可能であり、効用関数が“感情・直観（不合理）”によっても支配されていることを示している。全ての人間に合理的な判断が可能，という前提が崩れた今、もしかしたら全体と個人を両立させる方法論が生まれるかもしれない。可能性には過ぎないが、こうした疑問は著者の人生の中で考え続けていきたいと思う。

最後に、行動経済学者、ダン・アリエリーの言葉を引いて本論文を括る。”我々が物質的な限界を理解すると同様に、認識的な限界を理解するならば、より良い世界を設計できると思う。これこそが、行動経済学が照らす希望の光である。”行動経済学が示すこの光により、いつの日か全体と個人のジレンマから抜け出した、新たな社会システムが構築される日が来るかも知れない。その時に、筆者の進める研究・活動の成果の一部が、そういった社会成立への一助となっていれば幸甚である。自らが渴望する確信に対して、今後も研究者と言う立場から挑戦を続けることを決意して、本研究の結語とする。

## 参考文献

## References

- Allen R. G., Pereira L. S., Raes D. and Smith M. (1998): Crop Evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agricultural Organization of the United Nations (FAO)
- Bates P. D., Horritt M. S. Timothy J and Fewtrell T. J. (2010): A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modeling. *Journal of Hydrology*, Vol: 387, pp.33–45. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.03.027
- Baumgartner A. and Reichel E. (1975): The World Water Balance — Mean Annual Global, Continental and Maritime Precipitation, Evapotranspiration and Run-off. *Elsevier*. Amsterdam; pp.210
- Beven K. J. and Kirkby M. J. (1979): A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, Vol:24, pp.43–69. doi:10.1080/02626667909491834
- Champhong A., Komori D., Kiguchi M., Sukhaphunnaphan T., Oki T. and Nakaegawa T. (2013): Future projection of mean river discharge climatology for the Chao Phraya River basin. *Hydrological Research Letters*, Vol:7(2), pp.36–41. doi: 10.3178/hrl.7.36
- Chao B. F. (2012): Anthropogenic impact on global geodynamics due to reservoir water impoundment. *Geophysical Research Letters*, Vol:22(24), pp. 3529–3532. doi: 10.1029/95GL02664
- Clapp R. B., and Hornberger G. M. (1978): Empirical equations for some soil hydraulic-properties. *Water Resources Research*, Vol:14, pp.601–604. doi: 10.1029/WR014i004p00601
- Dickinson R. E., Henderson-Sellers A and Kennedy P. J. (1993): Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model. *NCAR Technical Note*, National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado, pp.72.
- Doll P. and Lehner B. (2002a): Validation of a new global 30-min drainage direction map. *Journal of Hydrology*, Vol:258, pp.214–231. doi: 10.1016/S0022-1964(01)00565-0
- Doll P. and Siebert S. (2002b): Global modeling of irrigation water requirements. *Water Resources Research*, Vol:38(4), pp.8.1–8.10. doi: 10.1029/2001WR000355
- Doll P., Kaspar F. and Lehner B. (2003): A global hydrological model for deriving water availability indicators. *Journal of Hydrology*, Vol:270, pp.105–134. doi: 10.1016/S0022-1964(02)00283-4
- Dorigo M. and Caro G. D. (1999): Ant Algorithm for Discrete Optimization. *Artificial Life*, Vol:5(2), pp.137–172.
- Duan Q. Sorooshian S. and Gupta V. K. (1992): Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research*, Vol:28, pp.1015–1031. doi: 10.1029/91WR02985

## 参考文献

- Falkenmark M. and Rockstrom J. (2004): Balancing water for Human and nature: The new approach to ecohydrology, EarthScan, U.K.
- FAO. (2005): Review of agricultural water use per country. ([http://www.fao.org/nr/water/aquastat/water\\_use/index.stm](http://www.fao.org/nr/water/aquastat/water_use/index.stm), Last access Nov 18, 2011).
- Faroux S., Tchuente A. T. K., Roujean J. L., Masson V., Martin E. and Moigue P. L. (2013): ECOCLIMAP-2/Europe: a twofold database of ecosystems and surface parameters at 1-km resolution based on satellite information for use in land surface, meteorological and climate models,” *Geoscientific Model Development Discussions*, Vol:5, pp.3573–3620. doi: 10.5194/gmd-6-563-2013
- Farr T. G. and Coauthors (2007): The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, Vol:45(2), RG2004. doi: 10.1029/2005RG000183
- Fekete M. B. and Charles J. V. (2003): Uncertainty in precipitation and their impacts on runoff estimates. *J. of Climate*, Vol:17, pp.294–304. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0294:UIPATI>2.0.CO;2
- Fekete M. B., Charles J. V. and Grabs W. (1999): Global Composite Runoff Fields on Observed River Discharge and Simulated Water Balances, Report No.22. Global Runoff Data Centre: Koblenz; pp.108.
- GAME-T2 Data Center (2005). (<http://hydro.iis.u-tokyo.ac.jp/GAME-T/GAIN-T/index.html>, Last access Mar 20, 2013.)
- Hanasaki N., Inuzuka T., Kanae S. and Oki T. (2010): An estimation of global virtual water flow and sources of water withdrawal for major crops and livestock products using a global hydrological model. *Journal of Hydrology*, Vol:384, pp.232–244. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.09.028
- Hanasaki N., Kanae S. and Oki T. (2006): A reservoir operation scheme for global river routing models. *Journal of Hydrology*, Vol:327, pp.22–41. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.11.011
- Hanasaki N., Kanae S., Oki T., Masuda K., Motoya K., Shirakawa N., Shen Y. and Tanaka K. (2008a): An integrated model for the assessment of global water resources — part 1: model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol:12, pp.1007–1025. doi: 10.5194/hess-12-1007-2008
- Hanasaki N., Kanae S., Oki T., Masuda K., Motoya K., Shirakawa N., Shen Y. and Tanaka K. (2008b): An integrated model for the assessment of global water resources—part 2: applications and assessments. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol:12, pp.1027–1037. doi: 10.5194/hess-12-1027-2008
- Herold M., Mayaux P., Woodstock C. E., Baccini A. and Schmullius C. (2008): Some challenges in global land cover mapping: an assessment of agreement and accuracy in existing 1km datasets. *Remote Sensing of Environment*, Vol:112, pp.2538–2556. doi: 10.1016/j.rse.2007.11.013
- Hirabayashi Y. and Coauthors. (2013): Global flood risk under climate change. *Nature Climate Change*, Vol: 9, pp.1–6. doi: 10.1038/NCLIMATE1911

- Hirabayashi Y., Kanae S., Motoya K., Masuda K., and Doll P. (2008): A 59-year (1948–2006) global near-surface meteorological data set for land surface models. *Hydrological Research Letters*, Vol:2, pp.36–40. doi: 10.3178/HRL.2.9
- Homdee T., Pongput K. and Kanae S. (2011): Impacts of land cover changes on hydrologic responses: a case study of Chao River Basin, Thailand. *Annual Journal of Hydraulic Engineering*, Vol:55, pp.31–36.
- Huffman G. J. and Bolvin D. T. (2013): Version 1.2 GPCP One-Degree Daily Precipitation Data Set Documentation. (<http://precip.gsfc.nasa.gov>, Last access Mar 20, 2013)
- Hunger M. and Doll P. (2008): Value of river discharge data for global-scale hydrological modeling. , Vol: 12, pp.841–861. doi: 10.5194/hessd-4-4125-2007
- Hunukumbura P. B., and Tachikawa Y. (2012): River discharge projection under climate change in the Chao Phraya River Basin. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol:90A, pp.137–150.
- Iizumi T., Hayashi T. and Kimura F. (2007): Influence on rice production in Japan from cool and hot summers. *Journal of Agricultural Meteorology*, Vol:63, pp.11–23. doi: 10.2480/agrmet.63.11
- Iizumi T., Yokozawa M. and Nishimori M. (2009): Parameter estimation and uncertainty analysis of large-scale crop model for paddy rice: Application of a Bayesian approach. *Agricultural and forest meteorology*, Vol:149, pp.333–348. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.08.015
- IPCC. (2007): IPCC Fourth Assessment Report. (<http://www.ipcc.ch>, Last access Feb. 16, 2012)
- Ito A. and Oikawa T. (2002): A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems (Sim-CYCLE): a description based on dry-matter production theory and plot-scale validation. *Ecological Modeling*, Vol: 151, pp.143–176. doi: 10.1016/S0304-3800(01)00473-2
- Kamiguchi K., Arakawa O., Kitoh A., Hamada A. and Yasutomi N. (2010): Development of APHRO\_JP, the first Japanese high-resolution daily precipitation product for more than 100 years. *Hydrological Research Letters*, Vol:4, pp.60–64. doi: 10.3178/HRL.4.60
- Kazama S., Sato A. and Kawagoe S. (2009): Evaluating the cost of flood damage based on changes in extreme rainfall in Japan. *Sustainability Science*, Vol:4(1), pp.61–69. doi: 10.1007/s11625-008-0064-y
- Kennedy J. and Eberhart R. (1995): Particle Swarm Optimization. *Proceedings of IEEE International Conference on Neural Networks*, pp.1942–1948.
- Kim S., Tachikawa Y., Nakakita E., Yorozu K. and Shiiba M. (2011): Climate change impact on river flow of the tone river basin, Japan. *Journal of Japan Society of Civil Engineers Ser. B1*, Vol:67(4), pp.85–90.
- Komori D. and Coauthors (2013): Application of the Probability Evaluation for the Seasonal Reservoir Operation on Flood Mitigation and Water Supply in the Chao Phraya River Watershed, Thailand. *Journal of Disaster Research*, Vol:8(3), pp.432–446.
- Komori D. and Coauthors (2012): Characteristics of the 2011 Chao Phraya River flood in Central Thailand. *Hydrological Research Letters*, Vol:6, pp.41–46. doi: 10.3178/HRL.6.41

## 参考文献

- Krinner G. and Coauthors. (2005): A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biochemical Cycles*, Vol:19(1), GB1015. doi: 10.1029/2003GB002199
- Krysanova V. and Wechsung F. (2000): SWIM (Soil and Water Integrated Model) User Manual. *Potsdam Institute for Climate Impact Research*. Potsdam; pp.1–32.
- Kure, S. and Tebakari T. (2012): Hydrological impact of regional climate change in the Chao Phraya River Basin, Thailand. *Hydrological Research Letters*, Vol:6, pp.53–58. doi: 10.3178/HRL.6.53
- Kusunoki S., Mizuta R. and Matsueda M. (2011): Future changes in the East Asian rain band projected by global atmospheric models with 20-km and 60-km grid size. *Climate Dynamics*, Vol:37, pp.2481–2493. doi: 10.1007/s00382-011-1000-x
- Lawrence D. M. and Coauthors. (2011): Parameterization improvements and functional and structural advances in version 4 of the Community Land Model. *Journal of Advances Modeling Earth Systems*, Vol:3, pp.1–27. doi: 10.1029/2011MS000045
- Lehner B. and Coauthors. (2011a): Global Reservoir and Dam Database, Version 1 (GRanDv1): Dams, Revision 01. NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC). (<http://sedac.ciesin.columbia.edu/data/set/grand-v1-dams-rev01>, Last access Jun 26, 2013).
- Lehner B. and Coauthors. (2011b): High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, Vol:9(9), pp.493–502. doi: 10.1890/100125
- Lehner B. and Doll P. (2004): Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *Journal of Hydrology*, Vol:296, pp.1–22. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.03.028
- Lehner B., Verdin K. and Jarvis A. (2008): New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *EOS Transactions AGU*, 89(10), pp.93–94. doi:10.1029/2008EO100001
- Manabe S. (1969): Climate and the ocean circulation 1, the atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, Vol:97, pp.739–774. doi: 10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2
- Masutomi Y., Inui Y., Takahashi K. and Matsuoka Y. (2009): Development of highly accurate global polygonal drainage basin data. *Hydrological Processes*, Vol:23, pp.572–584. doi:10.1002/hyp.7186
- Mitchell M., Forrest S. and Holland J. H. (1992): The royal road for genetic algorithms. *Proceedings of the First European Conference on Artificial Life*, Vol:1001(1), pp.245–254.
- Nakagawa, H., Horie T. and Matsui T. (2003): Effects of climate change on rice production and adaptive technologies. *Proceedings of the International Rice Research Conference*, pp.635–658.
- Oki T. and Kanae S. (2006): Global hydrological cycles and world water resources. *Science*, Vol:313, pp.1068–1072. doi: 10.1126/science.1128845
- Oki T. and Musiake K. (1995): Global atmospheric water balance and runoff from large river basins. *Hydrological Processes*, Vol:9, pp.655–678. doi: 10.1002/hyp.3360090513

- Oki T. and Sud Y. C. (1998): Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP) – A global river channel network. *Earth Interactions*, Vol:2, pp.1–36. doi: 10.1175/1087-3562(1998)002<0001:DOTRIP>2.3.CO;2
- Onogi K. and Coauthors. (2007): The JRA-25 reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol:85, pp.369–432. doi: 10.2151/jmsj.85.369
- Pokhrel Y., Hanasaki N., Koirala S., Cho J., Yeh P. J. F., Kim H., Kanae S. and Oki T. (2012a): Incorporating anthropogenic water regulation modules into a land surface model. *Journal of Hydrometeorology*, Vol:13, pp.255–269. doi: 10.1175/JHM-D-11-013.1
- Pokhrel Y., Hanasaki N., Yeh P. J. F., Yamada J. T., Kanae S. and Oki T. (2012b): Model estimates of sea-level change due to anthropogenic impacts on terrestrial water storage. *Nature Geoscience*, Vol:5, pp.389–391. doi: 10.1038/ngeo1476
- Portmann F. T., Siebert S. and Doll P. (2010): MIRCA2000—Global monthly irrigated and rainfed crop areas around the year 2000: A new high-resolution data set for agricultural and hydrological modeling. *Global Biogeochemical Cycles*, Vol:24, pp.1–24. doi: 10.1029/2008GB003435
- Rasmy M., Koike T., Kuria D. N., Mirza C. R., Li X. and Yang K. (2012): Development of the Coupled Atmosphere and Land Data Assimilation System (CALDAS) and Its Application over the Tibetan Plateau. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Vol.50(11), pp.4227–4242. doi: 10.1109/TGRS.2012.2190517
- Rost S., Gerten D., Bondeau A., Lucht W., Rohwer J. and Schaphoff S. (2008): Agricultural green and blue water consumption and its influence on the global water system. *Water Resources Research*, Vol: 44(9), W09405. doi: 10.1029/2007WR006331
- Rudolf B., Andreas B., Udo S., Anja M. C., and Markus Z. (2010): GPCC status Report December 2010. (<http://gpcc.dwd.de>, Last access Mar 20, 2013)
- Sacks W. J., Deryng D., Foley J.A. and Ranmankutty N. (2010): Crop planting dates: an analysis of global patterns. *Global Ecology and Biogeography*, Vol:19, pp.607–620. doi: 10.1111/j.1466-8238.2010.00551.x
- Saeed F., Hagemann S. and Jacob D. (2009): Impact of irrigation on the South Asian summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, Vol:36, L20711. doi: 10.1029/2009GL040625
- Sakamoto T., Wardlow B., Gitelson A., Verma S., Suyker A. and Arkebauer T. (2011): A two-step filtering approach for detecting maize and soybean phenology with time-series MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, Vol:110, pp.2146–2159. doi: 10.1016/j.rse.2010.04.019
- Sato H. and Ise T. (2012): effect of plant dynamic processes on African vegetation responses to climate change: Analysis using the spatially explicit individual-based dynamic global vegetation model (SEIB-DGVM). *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, Vol:117, G03017. doi: 10.1029/2012JG002056
- Sato Y., Kojiri T., Michihiro Y., Suzuki Y. and Nakakita E. (2011): Analysis of extreme hydrological events in major river basins in Japan under climate change. *Proceedings of 2011 IAHR World Congress*, pp.710–717.

## 参考文献

- Sabenije H. H. G. and Zaag P. V. (2008): Integrated water resources management: Concepts and issues. *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol:33, pp.290–297. doi: 10.1016/j.pce.2008.02.003
- Sayama T. and Coauthors. (2010): Rainfall–runoff–inundation analysis for flood risk assessment at the regional scale. Proceedings of the Fifth Conference of APHW, pp.568–576.
- Sellers P. J. and Coauthors. (1997): Modeling the exchanges of energy, water, and carbon between continents and the atmosphere. *science*, Vol: 275, pp.502–509. doi: 10.1126/science.275.5299.502
- Sellers P. J., Mintz Y., Sud Y. C. and Dalcher A. (1986): A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol: 43, pp.505–531. doi: 10.1175/1520-0469(1986)043<0505:ASBMFU>2.0.CO;2
- Sellers P. J., Tucker C. J. and Collatz G. J. (1996): A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMS. Part II: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data. *Journal of Climate*, Vol:9(4), pp.706–737. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0706:ARLSPF>2.0.CO;2
- Serageldin I. (2009): Water: conflicts set to arise within as well as between states. *Nature*, Vol: 459, pp.163. doi: 10.1038/459163b
- Shiklomanov I. A. (2000): Appraisal and assessment of world water resources. *Water International*, Vol: 25(1), pp.11–32. doi: 10.1080/02508060008686794
- Siebert S., Doll P., Feick S., Hoogeveen J. and Frenken K. (2007): Global map of irrigation areas version 4.0.1, *Johann Wolfgang Goethe University*.
- Souma K., Sunada K., Suetsugi T. and Tanaka K. (2013): Use of ensemble simulations to evaluate the urban effect on a localized heavy rainfall event in Tokyo, Japan. *Journal of Hydro–environment Research*. doi: 10.1016/j.jher.2013.05.001 (in press)
- Steduto P., Hsiao T. C., Raes D. and Fereres E. (2009): AquaCrop—The FAO Crop Model to Simulate Yield Response to Water: I. Concepts and Underlying Principles. *Agronomy Journal*. Vol: 101, pp. 426–437. doi: 10.2134/agronj2008.0139s
- Sriariyawat A., Pakoksung K., Sayama T., Tanaka S. and Koontanakulvong s. (2013): Approach to estimate the flood damage in Sukothai Province using flood simulation. *Journal of Disaster Research*, Vol:8(3), pp.406–414.
- Tachikawa Y., Takino S., Fujioka Y., Yorozu Y., Kim S. and Shiiba S. (2010): Projection of river discharge of Japanese river basins under climate change scenario. *Proc. of the 5th Conference of Asia pacific Association of Hydrology and Water Resources (APHW)*, pp.139–145.
- Takata K., Emori S. and Watanabe E. (2003): Development of minimal advanced treatments of surface interaction and runoff. *Global Planetary Change*, Vol: 38, pp.209–222. doi: 10.1016/S0921-8181(03)00030-4
- Tanaka K. (2004): Development of the New Land Surface Scheme SiBUC Commonly Applicable to Basin Water Management and Numerical Weather Prediction Model. Doctoral Dissertation, Graduate School of Engineering, Kyoto University, pp.289.

- Tatsumi K. and Yamashiki R. (2012): Sensitivity analyses of crop yields and changes in climate variables simulated with iGAEZ. *Hydrological Process*, Vol: 26. pp.2482–2500. doi: 10.1002/hyp.9342
- The GLACE Team: Koster R and Coauthors (2004): Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, Vol:305, pp.1138–1140. doi: 10.1126/science.1100217
- The World Bank. (2012): Thai Flood 2011: Rapid assessment for resilient recovery and reconstruction planning. (<https://www.gfdrr.org/thaifloods2012>, Last access April 10, 2013.)
- United Nations. (2012): World Population Prospects, the 2012 Revision. (<http://esa.un.org/wpp/>, Last access Jun. 26, 2013)
- Ushio T. and Coauthors (2009): A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol:87A, pp.137–151. doi: 10.2151/jmsj.87A.137
- Verseghy D. L. (2000): The Canadian land surface scheme (CLASS): Its history and future. *Atmosphere–Ocean*, Vol:38(1), pp.13. doi: 10.1080/07055900.2000.9649637
- Viovy N., Arino O. and Belward A. S. (1992): The Best Index Slope Extraction (BISE): a method for reducing noise in NDVI time-series. *International Journal of Remote Sensing*, Vol:13, pp.1585–1590. doi: 10.1080/01431169208904212
- Vorosmarty C. J. and Coauthors (1997): The storage and aging of continental runoff in large reservoir system of the world. *Ambio*, 26 (4), pp.210–219.
- Watanabe S., Kanae S., Seto S., Yeh P. J.-F., Hirabayashi Y. and Oki T. (2012): Intercomparison of bias-correction methods for monthly temperature and precipitation simulated by multiple climate models. *Journal of Geophysical Research*, Vol:117(23), D23114. doi: 10.1029/2012JD018192
- Wichakul S., Tachikawa Y., Shiiba M. and Yorozu K. (2013): Development of Disaster Knowledge Magazine Using Disaster Knowledge Transmission and Practical Study on its Evaluation. *Journal of Disaster Research*, Vol:8(3), pp.415–423.
- World Agricultural Outlook Board US Department of Agriculture. (1994): Major World Crop Areas and Climate Profile. *US Department of Agriculture*. Washington DC; pp.279.
- Yamazaki D., Baugh C. A., Bates P. D., Kanae S., Alsdorf D. E., and Oki T. (2012): Adjustment of a spaceborne DEM for use in floodplain hydrodynamic modeling. *Journal of Hydrology*, Vol:436–437, pp.81–91. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.02.045
- Yamazaki D., Kanae S., Kim H., and Oki T. (2011): A physically-based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model, *Water Resources Research*, Vol:47(4), W04501. doi: 10.1029/2010WR009726
- Yamazaki D., Oki T. and Kanae S. (2009): Deriving a global river network map and sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol:13, pp.2241–2251. doi: 10.5194/hess-13-2241-2009



## 参考文献

- Yang D., Goodison B. E., and Metcalfe J, (1998): Accuracy of NWS 8" standard non-recording precipitation gauge: Result and application of WMO intercomparison. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, Vol:15, pp.54-68. doi: 10.1175/1520-0426(1998)015<0054:AONSNP>2.0.CO;2
- Yatagai A., Kamiguchi K., Arakawa O., Hamada A., Yasutomi N., and Kitoh A. (2012): APHRODITE: Constructing a Long-term Daily Gridded Precipitation Dataset for Asia based on a Dense Network of Rain Gauges. *Bulletin of American Meteorological Society*, BAMS, pp.1401-1415. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00122.1 5
- Yorozu K., Tanaka K. and Ikebuchi S. (2005): Creating a global 1-degree dataset of crop type and cropping calendar through timeseries analysis of NDVI for GSWP simulation considering irrigation effect. *Proceedings of 85th AMS Annual Meeting, 19th Conference of Hydrology*. J6.8.
- 坊原尚記・作田健・香月智・嶋丈示 (2006): PSO を用いた鋼製防えん堤の最適断面設計, 土木学会論文集, Vol:A-62, pp.681-692.
- 藤原洋一・大出真里子・小尻利治・友杉邦雄・入江洋樹 (2006): 地球温暖化が利根川上流域の水資源に及ぼす影響評価. 水工学論文集, Vol:50, pp.367-372.
- 藤原洋一・田中丸治哉・畑武志・多田明夫 (2003): 進化戦略による流出モデル定数の最適同定. 農業土木学会論文集, Vol:227, pp.119-129.
- 萩原健介・石田裕之・花崎直太・鼎信次郎 (2012): 全球水資源モデルを用いた様々な食糧需要シナリオにおける世界の農地拡大需要およびバイオ燃料潜材量の推定. 水工学論文集, Vol: 56, pp.457-462.
- 花崎直太・内海信幸・山田智子・沈彦俊・Magnus B.・鼎信次郎・大瀧雅寛・沖大幹(2007): 温暖化時の水資源評価のための全球統合水資源モデルの開発. 水工学論文集, Vol:51, pp.229-234.
- 林陽生・石郷岡康史・横沢正幸・鳥谷均・後藤慎吉 (2001): 温暖化が日本の水稻栽培の潜在的特性に及ぼすインパクト. 地球環境, Vol:6(2), pp.141-148.
- 除玉民・郭国双 (1995): 中国主要作物需水量と灌漑. 水力電力出版社, 北京, pp.376.
- 風間聡・佐藤歩・川越清樹 (2009): 温暖化による洪水氾濫とその適応策. 地球環境, Vol:14(2), pp.135-141.
- 北宅洋・田中賢治・小尻利治・浜口俊雄 (2010): NDVI 及び分光反射率の時系列解析による全球 1km メッシュ作物分類図の作成. 水文・水資源学会 2010 年度研究発表要旨集, pp.74-75.
- 小尻利治・東海明宏・木内陽一 (1998): シュミレーションモデルでの流域環境評価手順の開発, 京都大学防災研究所年報, Vol:41 B, pp.119-134.
- 国土交通省 (2011): 平成 23 年度版日本の水資源について. ([http://www.mlit.go.jp/mizukokudo/mizsei/tochimizushigen\\_mizsei\\_tk2\\_000002.html](http://www.mlit.go.jp/mizukokudo/mizsei/tochimizushigen_mizsei_tk2_000002.html), Last access Feb 16, 2012.)
- 近藤純正 (1994): 水環境の気象学 -地表面の水収支・熱収支-. 朝倉書店: pp.49.
- 三石真也・唐澤仁士・新井勝明 (2012): 気候変動による世界の水需給変化と社会的影響予測. 水文・水資源学会誌, Vol:25(2), pp.103-112.

- 村田吉男 (1964): 我が国の水稻収量の地域性に及ぼす日射と気温の影響について. 日本作物学会紀事, Vol:33, pp.59-63.
- 中川博視・堀江武 (1995): イネの発達過程のモデル化と予測に関する研究: 第2報 幼穂の分化・発達過程の気象的予測モデル. 日本作物学会紀事, Vol:64(1), pp.33-42.
- 日本リモートセンシング学会 (2011): 基礎から分かるリモートセンシング, 理工図書: pp.213.
- 農業農村整備事業計画研究会 (2003): 農業農村整備事業計画作成便覧. 地球社: 東京; pp.447-451.
- 佐山敬洋・立川康人・寶馨・増田亜美加・鈴木琢也 (2008): 地球温暖化が淀川流域の洪水と貯水池操作に及ぼす影響の評価. 水文・水資源学会誌, Vol:21(4), pp.296-313.
- 多田毅 (2007): PSO アルゴリズムによる流出モデルパラメータの最適化. 水文・水資源学会誌, Vol:20(5), pp.450-461.
- 滝野晶平・立川康人・椎葉充晴・山口千裕・萬和明 (2010): 地球温暖化に伴う日本の河川流況変化の推計. 水工学論文集, Vol:54, pp.475-480.
- 田中賢治・萩原佑樹・佐久間良一・小尻利治 (2008): 気候モデルのバイアス検出と補正. 京都大学防災研究所年報, Vol:51-B, pp.723-736.
- 田中丸治哉 (1995): タンクモデル定数の大域的探索. 農業土木学会論文集, Vol:178, pp.103-112.
- 山本隆広・花崎直太・高橋潔・脇岡靖明 (2011): 季節性を考慮した水逼迫指標を用いた全球温暖化水資源評価. 水工学論文集, Vol:55, pp.259-264.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上聡・川方俊和 (2003): 冬季における降水量計の捕捉特性. 雪氷, Vol:65(3), pp.303-316.
- 横沢正幸・飯泉仁之直・岡田将誌 (2009): 気候変動がわが国におけるコメ収量変動に及ぼす影響の広域評価. 地球環境, Vol:14(2), pp.99-206.
- 萬和明・田中賢治・池淵周一 (2005): 時系列解析による全球作物分類図の作成. 水工学論文集, Vol:49, pp.379-384.



## 謝辞

## Acknowledgement

本研究を進めるにあたり，多大なるご指導，ご鞭撻，励ましを賜りました，京都大学防災研究所・水資源環境研究センター故小尻利治教授，堀智晴教授，角哲也教授，田中茂信教授，田中賢治准教授，浜口俊雄助教に対しまして，厚く御礼申し上げます．また適切な助言と援助を頂きました，京都大学防災研究所・水資源環境研究センター鈴木靖特任教授，竹門康弘准教授，佐藤嘉展特任准教授，野原大督助教に深く御礼申し上げます．

これまでの研究を通じ，研究を遂行する上で重要な 3 つの素地を涵養できたのではないかと感じています．故小尻利治教授には，研究の方向性を明確に描くことの重要性を教えて頂きました．とかく課題解決型の思考になりがちであった私の思考に，3 年，5 年，10 年といったスケールで研究方針を考えることを教えて頂きました．田中賢治先生には，学部生からの 6 年間，著者が研究を進める上で最もお世話になりました．田中賢治先生からは，目の前の問題を解決する力，何より，研究の楽しさを教えて頂きました．良い成果を出して，先生とディスカッションをしたいという思いは，常に大きなモチベーションでした．数多くの先生方との議論や，学会誌の査読者からは，自らの研究を批判的に見る重要性を痛切に教えて頂きました．基本的に独り，又は，同じグループ内で行う研究活動は，研究内容やその論理形成に独善的になりがちであるということを身に沁みて学びました．特に，非常に厳しいコメントを数多く頂きました，水文・水資源学会誌，Hydrological Research Letters の査読者の先生方には非常に感謝しています．

京都大学防災研究所・地域水環境システム研究室には学部 4 回生から 6 年間在籍し，有意義な時間を過ごすことが出来ました．中田淳子さん，中西健一郎さん，高田敬規さん，藤原覚太さん，森英祐さん，鈴木淳史さん，山内誠さん，北宅洋君，藤井嵩大君，安倍雅宏君，新田陽介君，峠嘉哉君，井上祥吾君，若林清高君，今村公洋君，田中拓馬君，浅野倫矢君，後藤佳紀君，名村瑠架さん，原田航太君とは，研究室での楽しい思い出を作ることが出来ました．中でも，後輩である峠嘉哉君には，同じ研究の道を歩んでいる者として強い刺激を受け続けました．「その研究は，どうやって現実社会に生かされるんですか？」という彼の問いは著者自身の哲学形成にも大きく寄与しています．全ての研究がプラクティカルである必要があるとは思いませんが，これからも他者の論理に身を委ねる事無く，自己を省みることを忘れずにいたいと思います．また，1 年後の同君に負けぬ研究をせねばならないとの想いは，大きな焦燥とエネルギーを与えてくれました．

## 謝辞

The author wish to thank international members of our lab., Cheng-sensei, Elena-sensei, Saber-san, Lin-san, Mukta-san, Supatchaya-san, Kamal-san, Alicia-san, and Temur-san. Thank you very much for your giving me many good experiences, suggestions, discussions, and questions.

成定麻彩子さん，肥塚香さん，古谷千絵さん，川崎裕子さんには，研究室生活を営む上で，多くのサポートを頂きました。また，著者が平時に抱える悩みについて，数多くの相談に乗って頂きました。色々と共通の関心事も多く，いつもお昼ご飯に行くのが楽しみでした。

I'd like to thank Prof. Doll for her giving me an opportunity to stay in Frankfurt University during three month. I'd like to thank her colleague too for their many kindness and supports during my staying in Germany.

博士課程での研究活動に対して，日本学術振興会から多大な助成を頂きました。特別研究員(DC2)に採用頂いたことで，特に後半の2年間は不自由なく研究活動に専念することが出来ました。京都大学防災研究所の「組織的な若手研究者等海外派遣プログラム」からサポートを受け，3ヶ月間ドイツ・フランクフルト大学へ留学する機会を頂きました。

水文・水資源学会の若手会の皆様からは，数多くの刺激を受けました。先輩である相馬一義先生，花崎直太先生，萬和明先生，山崎大さん，渡部哲史さんからは，特に多くの刺激を受けました。私自身も，彼らのように，自らの背中で後輩をモチベートできる研究者になりたいと思います。同級生である，銭君，橋本君，丸谷君，小野君，佐藤君とは，これからも，お互い切磋琢磨し合える仲間でありたいと思います。

最後に，いつも私の生活をサポートし，研究を応援してくれる両親，祖母，兄姉弟に感謝します。特に，教育への出資を惜しまず，私の夢を応援してくれる父と母に，深く感謝します。振り返れば，幼少の時から聞き続けた「優秀な者は，その能力を社会の為に用いねばならない」という父の言葉は，私の人生哲学で一本の柱になっています。自分の人生でどこまで出来るか，今尚，五里霧中です。しかし，社会に対して確信できる仕事を果たし，与えてくれた愛情に報いたいと思います。

2013年11月25日

小槻 峻司